This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

GEOLOGY LIBRARY

LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY OF CALIFORNIA.

Class

EARTH SCIENCES LIBRARY

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

MID 10 1903

TSCHERMAKS
MINERALOGISCHE
UND
PETROGRAPHISCHE
MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

ZWEIUNDZWANZIGSTER BAND.

I. HEFT.

MIT 1 TAFEL UND 2 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1903.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Digitized by Google

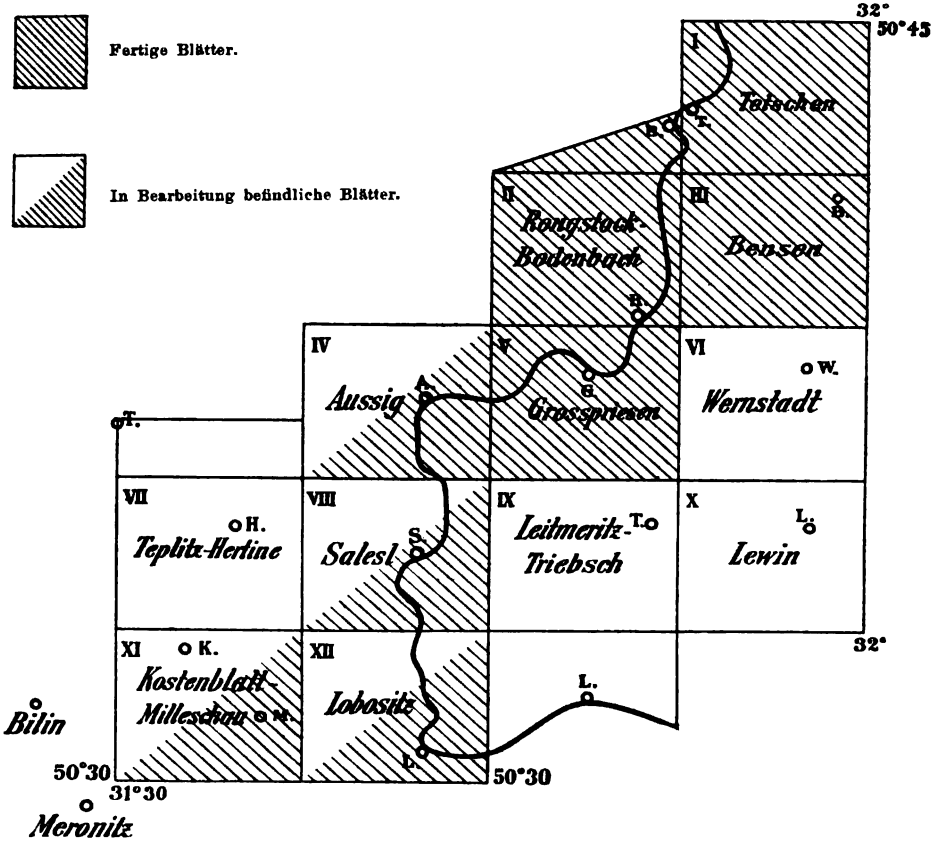
Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in **Wien**,
I., Rotenturmstraße 13.

Geologische Karte des böhmischen Mittelgebirges.

Nebst Erläuterungen von **Dr. J. E. Hibsch.**

Bearbeitet mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen.

Blatt I (Tetschen). Preis: *K* 3.60 = *M.* 3.—. **Blatt II (Rongstock-Bodenbach).** Mit 1 Tafel und 10 Textfiguren. Preis: *K* 5.— = *M.* 4.80. **Blatt III (Bensen).** Mit 1 Titelbild und 9 Abbildungen im Texte. Preis: *K* 4.— = *M.* 3.20. **Blatt V (Großpriesen).** Mit 1 Tafel und 12 Textfiguren. Preis: *K* 5.60 = *M.* 5.—.



Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in **Wien**,
I., Rotenturmstraße 13.

Digitized by Google

TSCHERMAKS

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

ZWEIUNDZWANZIGSTER BAND

MIT 6 TAFELN UND 57 HOLZSCHNITTEN.

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA

WIEN, 1903.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
I., ROTENTURMSTRASZE 13.

Digitized by Google

QE351
T8
Sm.2
Y.22

GEOLOGY
LIBRARY

Digitized by Google

Inhalt.

1. Heft. Seite

I. Beitrag zur Kenntnis der surinamischen Laterit- und Schutzrindenbildungen. Von G. C. Du Bois. (Mit einer Tafel und einer Textfigur) 1

II. Minerale aus dem Radautale, u. a. Pyknochlorit, eine neue Chloritart. Von Apotheker Dr. Johannes Fromme. 1901 62

III. Notizen. Krystallographische Freibeuter. Von Tschermak. — Über eine Verbesserung der Polarisatoreinrichtung von Mikroskopen. Von E. Weinschenk. (Mit einer Textfigur.) — Korund aus Tirol. Von E. Weinschenk. — Neuer Fundort von Beryll bei Zöptau-Petersdorf. Von Dr. Melion. — Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. Tschermak, Salze der Karlsbader Thermen 74

IV. Literatur 89

Neue Bücher 95

2. Heft.

V. Über zwei neue, dem Pyrophyllit analoge Mineralverbindungen. Vorläufige Mitteilung von J. Morozewicz 97

VI. Über die Identität des Hallstädter Simonyits mit dem Astrakanit. Von F. M. Jaeger in Zaandam 103

VII. Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis. Von Hermann Graf Keyserling. (Mit 14 Textfiguren) 109

VIII. Optische Orientierung von Feldspaten der Oligoklas-Gruppe. Von Hermann Tertsch. (Mit 5 Textfiguren) 159

IX. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft: F. Berwerth: Verteilung der Meteoriten auf der Erde. A. v. Loehr: Spessartin von Broken Hill. F. Becke: Einfluß der Zwillingsbildung auf die Krystallform beim Orthoklas. Ausstellung: Quarz mit Einschlüssen 189

X. Literatur 203

Neue Bücher 206

3. und 4. Heft.

XI. Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Von F. Becke. (Hierzu eine Doppeltafel II, 2 Tabellen, 10 Textfiguren) 209

XII. Petrographische Untersuchung des Duppauer Theralithvorkommens. Von Franz Bauer. (Hiezu Taf. III und 4 Textfiguren) 266

XIII. Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien. Von C. Doelter 297

XIV. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. (Fortsetzung.) Von A. Osann in Freiburg i. B. (Mit 2 Textfiguren) 322

Digitized by Google

Seite

XV. Gesteine von Angola, Saõ Thomé und St. Helena. Von Dr. G. Berg in Freiberg. (Mit 1 Textfigur) 357

XVI. Über einen eigenartig ausgebildeten Diopsid von Moravicza (Vaskö) in Ungarn. Von E. Weinschenk in München. (Mit 1 Textfigur) 363

XVII. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. Monatsversammlung 9. Februar 1903. R. Koechlin: Über Zirkon. F. Cornu: Zeolithvorkommen des böhmischen Mittelgebirges. F. Becke: Bestimmung der Dispersion der Doppelbrechung. Ausstellung: Zeolith aus Böhmen. — Monatsversammlung 9. März 1903. R. Koechlin: Neue Minerale. Ausstellung: Beryll. — Besuch des Münzamtes. — Monatsversammlung 6. April 1903. A. Sigmund: Gesteine von Gleichenberg. F. Becke: Chemische Zusammensetzung der Eruptivgesteine von Gleichenberg. Ausstellung: Granat 368

XVIII. Literatur 389

5. Heft.

XIX. Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform. Von G. Tschermak 393

XX. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. (Schluß.) Von A. Osann in Freiburg i. B. 403

XXI. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales. Von L. Hezner, Zürich. (Mit Taf. IV und V) 437

XXII. Über Turnerit und Anatas von Prägratten in Tirol. Von Oskar Pohl in Prag. (Mit Taf. VI und 1 Textfigur) 472

XXIII. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. Monatsversammlung 4. Mai 1903. F. Focke: Über den als Desmin angesehenen Albit von Schlaggenwald. (Mit 1 Textfigur.) — Ausstellung. Minerale des Gasteiner Tales. — Exkursionen nach Krems und Dürnstein und nach Graz 485

XXIV. Notizen. Zwei krystallisierte Hüttenprodukte von Beraun. Eine merkwürdige Hornblende aus dem Gabbro-Diorit von Jablanica. Absorptionsspectrum b und c des Alexandrit. Titanit von Moos im Passeier. Ein Chabasitvorkommen von Predazzo. Von C. Hlawatsch. — Turmalin in Erzlagerstätten. Von Dr. Karl Redlich 497

6. Heft.

XXV. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite, mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales. Von L. Hezner, Zürich. (Mit 5 Textfiguren.) (Schluß) 505

XXVI. Notizen. Pseudomorphose von Quarz nach Kalkspat oder Dolomit. Von Josef Gössl. — Über einige interessante Epidotkrystalle von Zöptau. Von Prof. Vincenz Neuwirth, Olmütz. (Mit 11 Textfiguren) 581

XXVII. Literatur 591

Register 601

Digitized by Google

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA

I. Beitrag zur Kenntnis der surinamischen Laterit- und Schutzrindenbildungen.

Von G. C. Du Bois.

(Hiezu eine Tafel.)

Während eines fast dreijährigen Aufenthaltes in Surinam (Holl.-Guyana) habe ich Gelegenheit gehabt, eine reichhaltige Gesteinssammlung des geologisch noch völlig unbekannten Innern dieses Landes anzulegen. Die Verarbeitung des gesammelten Materials habe ich im vorigen Jahre zum Teile im geologischen Institute zu Freiberg i. S. vorgenommen. Wie ich schon in meiner ersten Schrift[1]) andeutete, sollten weitere Untersuchungen über einige speziellere Fragen folgen. In vorliegender Arbeit versuche ich einen kleinen Beitrag zur Kenntnis der Laterit- und Schutzrindenbildungen zu liefern. Im Anschluß an die Beschreibung der Laterite habe ich ihre Verwandtschaft mit den pisolithartigen Eisenerzkonkretionen und den oolithartigen Beauxiten erläutert und die Entstehung der für den praktischen Geologen besonders interessanten lateritischen Goldseifen kurz zu schildern versucht.

Ich betrachte diese Untersuchungen, und zwar speziell die über die Schutzrindenbildungen, nicht als abgeschlossen und hoffe später diese Mitteilungen erweitern, vielleicht berichtigen zu können.

Das hiezu gehörige Material befindet sich in den geologischen Sammlungen der Universität Rostock und der Bergakademie Freiberg.

Meinen hochverehrten Lehrern, Herrn Prof. Dr. E. Geinitz-Rostock, Prof. Dr. R. Beck und Prof. Dr. O. Brunck-Freiberg, möchte ich hier meinen aufrichtigsten Dank aussprechen für die

[1]) Vergl. G. C. Du Bois', Geologisch-bergmännische Skizzen aus Surinam. — Craz u. Gerlach, Freiberg 1901.

Digitized by Google

Unterstützung, welche sie mir bei der Bearbeitung vorliegender Arbeit zu teil haben werden lassen.

Inhaltsverzeichnis.

Die Lateritbildung.

Einleitung . . . . . pag. 2
Literaturangaben . . . . . „ 4
1. Eluviale Laterite (primäre Laterite), kieselsäurereiche Laterite . . „ 18
a) Oberflächenlaterit . . . . . „ 18
b) Tiefenlaterit . . . . . „ 21
2. Alluviale Laterite (sekundäre Laterite) oder tonerdehydratreiche Laterite „ 25
Pisolithartige Eisenerzkonkretionen . . . . . „ 31
Oolithartige Beauxite . . . . . „ 34
Nutzbarkeit des Laterits . . . . . „ 38
Die lateritischen Goldseifen . . . . . „ 38

Die Schutzrindenbildung.

Einleitung . . . . . pag. 41
Literaturangaben . . . . . „ 41
Epachorische Schutzrindenbildung . . . . . „ 48
Anachorische Schutzrindenbildung . . . . . „ 52

I. Teil.

Die Lateritbildung.

Wenn jemand bei seiner ersten Tropenreise ein Land wie Surinam besucht, so weiß er zunächst nicht recht genau, wie er bei der Kartierung seiner geologischen Streifzüge alle ziemlich gleich aussehenden Gesteins- und Bodenarten einzuzeichnen hat. Außer wenigen natürlichen, geologischen Aufschlüssen den Strömen entlang sieht er nur verschiedengefärbte Tone, Lehme, schlackenartige, konglomeratartige Gebilde und Eisenkonkretionen, welche mit dem Namen „Laterit“ bezeichnet werden. Und wenn auch diese sogenannten Laterite recht deutliche und unverkennbare Verschiedenheiten in ihrer Beschaffenheit zeigen, so weiß der neue Tropenreisende deswegen noch lange nicht, ob sie als Verwitterungsprodukte von einem und demselben Gestein oder von verschiedenartigen aufzufassen, ob er primäre oder sekundäre Bildungen vor sich hat. — Der Reisende bemerkt in diesem Lateritland par excellence keine großen Gebirgszüge, sondern scheinbar nur isolierte Kuppen. Diese Erscheinung hängt höchstwahrscheinlich mit den starken Ver-

Digitized by Google

witterungsprozessen zusammen und erklärt sich vielleicht dadurch, daß die zu Laterit umgewandelten Gebirge von der auflösenden und erodierenden Tätigkeit des Wassers leicht durch Schluchten zerteilt wurden. Wir finden auch auf den topographischen Karten von Surinam keine Angabe von eigentlichen Gebirgszügen mit Plateaubildungen, sondern meist nur Hügeln, die sich manchmal in einer gewissen Richtung aneinander reihen. Diese Beobachtung ist in dem sogenannten Binnenland der Guyanen so oft gemacht worden, daß allgemein behauptet wird, das Land sei ziemlich regelmäßig von einer sehr großen Anzahl kleiner Kuppen besäet. Ja man geht so weit, daß man die Zeit, die zum Übersteigen einer solchen Lateritkuppe nötig ist, als Zeiteinheit wählt und z. B. sagt: Zwischen diesem und jenem Orte sind so und so viel Kuppen, folglich ebensoviele Zeiteinheiten zum Zurücklegen der Distanz nötig. Der Goldsucher bezeichnet die Lage einer Fundstelle bei der Konzessionsanfrage folgendermaßen: Sie liegt von der bekannten Landung X am Y-Flusse in SW-Richtung zwischen dem 82ten und 83ten Hügel. Und auf diese Angaben hin wird ihm vom Landmesser ziemlich genau auf der noch weißen Karte sein neues Schurffeld bezeichnet.

Wir sehen also, daß die Oberflächenform von Surinam wegen ihrer bedeutenden Lateritbildung ziemlich eintönig ist.

Wenn wir die Frage: „Was ist Laterit"? zu beantworten hätten, so würden wir, ohne einen großen Fehler zu machen, sagen können: Unter dem Namen Laterit versteht man alle Verwitterungsprodukte der gebirgsbildenden Gesteine, bei welchen, durch die chemische und mechanische Zersetzung, die im Gestein enthaltenen Silikate zu sekundären Silikatverbindungen, sekundärer Kieselsäure und Tonerdehydrat, die Eisenoxydverbindungen zu lebhaft gefärbten, meist roten Eisenoxydverbindungen umgewandelt und angehäuft werden.

Ich vermeide es absichtlich, den Laterit als eine für tropisch feuchte Gegenden allein charakteristische Erscheinung zu bezeichnen. In den Literaturangaben ersehen wir, daß sich der Laterit in regenarmen Tropen, ja selbst in nicht tropischen Gegenden zu bilden vermag.

Der Name Laterit (von „later", der Ziegelstein) ist vom indischen Geologen Buchanan (1807) allen rotgefärbten Tonen und Lehmen Indiens, die sich zu Ziegeleizwecken eigneten, gegeben worden.

Digitized by Google

Diese Benennung ist aber erst später bei den europäischen Geologen üblich geworden. Die wahre Natur und Entstehungsursache des Laterits ist erst in den letzten Jahren erkannt worden.

Wann die älteren Bezeichnungen „Cabook“ für indische und „Cascajo“ für südamerikanische Trümmergesteine, die mit Laterit identisch sind, aufgekommen sind, vermag ich nicht genau anzugeben.

Die Ausdrücke „roche à ravets“ und „Kakerlakiston“ der Guyanen (von Kakerlaken = zerfressener Stein = schlackenartiger Laterit) sind relativ neu und dürften seit ungefähr 35 Jahren üblich geworden sein.

Auf die sehr bedeutende Ausdehnung und Mächtigkeit der Lateritdecken werden wir noch später zurückkommen.

Das geologische Alter der Laterite zu bestimmen, ist sehr schwer, denn da die chemische Zersetzung und mechanische Auflockerung der Gesteine, welche die Laterite erzeugten, stets vorhanden waren, so konnten letztere überall entstehen, wo die starke Umwandlung der Silikatverbindungen und die Bildung der hohen Oxydationsstufen — d. h. vorzugsweise in warmen Gegenden — möglich wurde. Meines Wissens finden wir aber nirgends paläontologische Reste, die uns über genauere Zeitverhältnisse dieser weitverbreiteten Zersetzungserscheinung Aufschluß geben könnten. In Surinam finden wir allerdings in dem sekundären Küstenlateritalluvium Mollusken, welche aber sowohl im Alttertiär als im jüngsten Quartär lebten und uns keine Angabe des Beginns der Lateritbildung verschaffen können. Auf die in einigen indischen Werken angegebenen Zeitalterverhältnisse der Lateritbildung will ich nicht weiter eingehen; diese Angaben sind wohl sehr hypothetischer Natur.

Literaturverzeichnis.

Alexander (On the origin of Cabook or the Laterit of Ceylon. Transactions of Edinb. Geol. Soc. 1872, II, pag. 113) hält den Laterit von Ceylon als ein direktes Erzeugnis von Schlammvulkanen.

Aytoun (Geology of the Southern Concan. New Edinb. Journ. 1856, IV, pag. 67) beschreibt zwei verschiedenartige Lateritvorkommen von Concan, schließt sich im übrigen der Meinung Clarks über die Entstehung derselben an.

Babington (Geology of the country beetween Tellicherry and Madras. Tr. G. S. of L., Vol. 5, part. 2 d, pag. 329) faßt nicht den Laterit als Trapp auf, er deutet schon darauf hin, daß es wohl ein Verwitterungsprodukt sein dürfte.

Bain (On the Geology of southern Afrika. Transact. of the Geol. Soc. of London, 1856, 2. Ser., pag. 180—192) berichtet über die Vorkommnisse von durch

Digitized by Google

Eisenoxyd rotgefärbten Sedimenten der Capkolonie und den in Laterit umgewandelten Tonschiefer.

Ball: 1. Geology of the Rajmehall Stills. 1876. Mem. Geol. Soc. of Sud. XII, pag. 222. — 2. The Bahanadi basin and its vicinity. Rec. Geol. Soc. of Ind. X, pag. 169). — 1. vermutet, daß der Laterit aus Basalt entstanden, daß aber die roten Tone der Trappformation gehörige Bildungen seien. — 2. faßt die Laterite, die die Gebirgskuppen überdecken, als Überreste einer großen Decke sedimentären Ursprungs auf, die sich weit über das ganze Land erstreckt hätten.

Barths Reisen und Entdeckungen in Nord- und Zentralafrika. Gotha 1857. Bd. I, pag. 613. Die als roter Ton weitverbreitete Bodenart dürfte wohl eine Lateritbildung sein.

Bauer (Beiträge zur Geologie der Seyschellen, insbesondere zur Kenntnis des Laterits. N. Jahrb. für Min., Geol. u. Pal. 1898, II. Bd.) ist nach meinem Wissen der erste, der uns in so kurz gefaßter und systematischer Art und Weise an der Hand zahlreicher mikroskopischer und chemischer Untersuchungen eine Beschreibung der Lateritbildung gegeben hat. Nach ihm beruht die Lateritbildung auf der Umwandlung der tonerdehaltigen Gesteinsbestandteile in Tonerdehydrat und nicht, wie andere Autoren behaupten, nur auf dem Verhalten des im Gestein enthaltenen Eisens.

Baumann (Eine afrikanische Tropeninsel Fernando Póo, 1888, pag. 54) erwähnt das Vorkommen eines gelben Laterits am Südwestabhange der Cordillera de Fernando-Póo — (Usambara 1891, pag. 162) führt an, daß vielfach das Gestein (Gneis, Granit und krystallinischer Schiefer) mergelig verwittert oder von mächtigen ziegelroten Lateritmassen überlagert ist. — (Durch Massailand zur Nilquelle, 1894, pag. 136) berichtet, daß am Abfall und auf dem Plateau, wo der Mtoya Matete entspringt, ausschließlich junge Eruptivge steine, vorherrschend Basalte vorkommen, die auf den Höhen vielfach mit roter Lateritmasse überlagert sind.

de Beaumonte (vgl. Greenough).

Beck (Lehre von den Lagerstätten, 1901, pag. 648) schreibt: „Die an Eisenerzfragmenten reichen Laterite Brasiliens bei den Ortschaften Itabira, Villarica und Marianna bilden eine 1—4 *m* mächtige Decke über den dortigen Eisenglimmerschiefern und anderen krystallinischen Schiefern.

Benza (Geologische Skizze der Neilgherries. Ref. Neues Jahrb. für Miner. 1838, pag. 713) beobachtete, daß sich die Syenitgranite und Amphibolite in eine trockene zerreibliche Masse, dann in eine weiche Erde verwandelten. Der Quarz wird zerreiblich, die Feldspate zu Kaolin, die Hornblende zu rotem Ocker, die Granaten zu roter Erde umgewandelt.

Blanford (Geological sketch of the Neilgherries. Mad. Journ. Lit. Sc. 1836, pag. 241); vgl. Cole, Note on the Laterit of Orissa. Mem. Geol. Sur. of Ind. Vol. I, pag. 280) gibt eine längere Beschreibung der Laterit- und Lithomargevorkommen Indiens und macht aufmerksam auf den Übergang der Gneise, Sandsteine und anderen Gesteine in Lithomarge und Laterit, glaubt aber, daß der Laterit von Orissa eine marine Bildung sei.

Digitized by Google

Medlicott und Blanford (A Manual of the Geol. of Ind. 1879, Part I, pag. 348 bis 370; II, 457, 563, 726) unterscheiden „high-leved"- und „low-leved"-Lateritypen, ersterer würde dem Schenkischen Tiefenlaterit, letzterer den sedimentären Lateritbildungen entsprechen. Sie weisen nach, daß sowohl vulkanische, als Sedimentgesteine bei der Zersetzung Laterit zu bilden vermögen und daß der low-leved-Laterit keine marine Bildung sei, wie allgemein in Indien behauptet wurde. In Madras und an der Ostküste Indiens wäre der Laterit posttertiär, an der Westküste vielleicht auch! Ferner erwähnen sie, daß, obwohl die Gesteine Abyssiniens und der Bombayschen Deccan dieselben wären, der Laterit in Abyssinien nicht bekannt sei. In den Subáthu und Jamu Hills kommen häufig in den low-leved-Lateritbildungen eisenreiche pisolithische Kleilager und pisolithisches Bohnenerz, deren Gehalt an Eisen von dem Magneteisensand herrührt, vor.

Bornhardt (Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas, Bd. VII, pag. 10—11) gibt folgendes Unterscheidungsmerkmal für den Laterit: „Der Verwitterungslehm kennzeichnet sich durch seine Plastizität wesentlich von dem niemals plastischen Laterit." Obgleich er es versäumte, Proben von Verwitterungsböden von Ostafrika mitzubringen, schließt er sich der Theorie von Bauer über die Entstehung der Laterite an.

Branner (The Beauxite deposits of Arkansas. Chicago 1897. The University of Chicago Survey) betrachtet nicht die oolithischen Varietäten von Beauxit als ein unter normalen Verhältnissen entstandenes Verwitterungsprodukt, sondern als eine Bildung von plötzlich abgekühlten und dadurch stark zersetzten glutflüssigen Syenitmassen (?).

Brückner (Die feste Erdrinde und ihre Formen. Abriß der allg. Erdkunde, II. Abh., pag. 30, 193) sagt: „Laterit ist der strukturlose Rückstand der chemischen Verwitterung, durch Eisenoxyd rot gefärbt."

Buchanan Hamilton (Journey from Madras through Mysore, Canara & Malabar 1807, II, 440. Mem. geol.: Survey of Ind. I. 285) lenkte zu allererst die Aufmerksamkeit der Geologen auf die rotgefärbten, porösen, ziegelsteinartigen Vorkommen vieler vulkanischen Gesteine Indiens. Er gibt dieser Gesteinsart den Namen Laterit (von Later = der Ziegelstein), weil sie vielfach zur Ziegelfabrikation benützt wurde. — Er führt recht viele Lateritfundorte an und betont, daß es bei der Bezeichnung dieses eigentümlichen Vorkommens sehr wünschenswert erscheint, den Namen des Urgesteins mit anzuführen. Die Entstehungsweise des Laterits erscheint ihm in manchen Fällen noch recht rätselhaft.

Buchner (Naturcharakter des südwestafrikanischen Hochplateaus, Ausland 1883, pag. 847. Kamerun, Skizzen und Betrachtungen, Berlin 1887, XII) berichtet über die Laterite Innerafrikas im Süden des Kongos (Malansch) und des Kameruns, berührt aber nur kurz die Frage der Lateritbildung und teilt das Resultat einer Lateritanalyse mit.

Burmeister (Zeitschrift für allgemeine Erdkunde, Berlin 1882, pag. 121) beschreibt das Vorkommen eines mächtigen Lagers von rotgelbem Lehm an den Gehängen des Rio-Parana in Brasilien. In diesem Lager treten oft

Digitized by Google

Konkretionen von beträchtlicher Härte, die sogenannten „Tosca", in Indien „Kunkur" oder „Kankar" genannt, auf.

Calder (General Observations on the Geology of India 1883. Asiat. Researches, XVIII, pag. 4) beobachtete etwas nördlich von Fort Victoria, bei Malwan und Calicut „iron clay" und „Laterite", die er als „a contemporaneous rock associating with trap" bezeichnet und die mit dem ceylonischen Kabúk identisch wären.

Carter (Geology of the Island of Bombay. Bomb. Journ. of the As. Soc. 1853, IV, pag. 199) schreibt: „The Laterit was the Final product of volcanic production." Den Eisengehalt führt er auf eisenhaltige Gase, Dämpfe oder Gewässer, die das Eruptivgestein imprägnierten. — (Summary of the Geology of India between the Ganges, the Indus and Cape Comorin. Bomb. Journ. As. Soc. V, 1853, pag. 264) erwähnt, daß der Eisengehalt der Laterite oft zurücktritt und dafür der Mangangehalt sehr bedeutend sein kann.

Christie (Sketches of the Southern Mahratta Country. Mad. Journ. Lit. Sc. 1836, IV, pag. 462, 468; Edinb. N. Phil. Journ. VI, 1829, pag. 117) nennt den Laterit „ferruginous claystone" und „ironclay"; er fand ihn als Decke über Granite, Trappsteine, Sandsteine und „Übergangsgesteine vom Trapp". Siehe Voysey.

Clapperton (Reisen ins Innere von Afrika nebst seinem Tagebuch. Weimar 1830, pag. 219, 262—263, 305) bedient sich nicht des Ausdrucks Laterit, erwähnt aber den roten Ton mit Stücken und Felsen von Toneisenstein bei Zaria, Soccatoo und südlich davon.

Clark (vgl. auch Young) bekämpfte die Auffassungen der alten indischen Geologen über die Entstehungsweise der Laterite und bezeichnet letzteren als ein Zersetzungsprodukt krystallinischer Gesteine.

Cole (On the geological position and association of the Laterite or ironclay, formation of India; with a description of that rock as it is found at the Red-Hill near Madras. Mad. Journ. Lit. Sc. 1836, pag. 100) berichtet eingehend über die Beschaffenheit verschiedener Lateritvorkommen Indiens und schließt sich ungefähr Voyseys und Benzas Meinungen an.

Derby (Note on the Decay of rocks in Brazil. Americ. Journ. of Sc. 1894, pag. 138) berichtet über zwei Bohrungen, die in der Provinz Rio Grande do Sul ausgeführt wurden und wobei die eine (141 *m* tief) fast ausschließlich in rot- und buntgefärbten Clays (Verwitterungsprodukte von krystallinischen Schiefern) geteuft wurde.

Doelter (Über die Capverden nach dem Rio Grande und Futah-Djallou. Leipzig 1884, pag. 221) schreibt: Ich habe Laterit auf Bissaõ, Bolama, an den Bijagas-Inseln am Ausflusse des Rio Grande beobachtet, der offenbar aus Detritusmaterial, aber nicht in situ gebildet, bestand. Die meisten Eisenerze gehören zum Laterit und ist ihre Verteilung daher keine gleichmäßige.

Duponts (Lettres sur le Congo. Paris 1889; Die Oberflächenbildungen des Kongobeckens. Verh. d. Gesellsch. f. Erdk., 1888, pag. 143, 490) Anschauungen über die große Verbreitung des Laterits des Kongobeckens erregten allgemeines Aufsehen, da er die Lateritbildungen als Süßwasserablagerungen betrachtet

Digitized by Google

und sogar zu beweisen versucht. Im allgemeinen gelten dort die Laterite als ein für die Vegetation sehr geeigneter Boden.

Dusén (Om nordvästra kamerun områdets geologi 1894. Geol. fören. förhandl. Nr. 155, Bd. XVI, pag. 51) berichtet eingehenderweise über die Lateritbildung, bringt aber nichts Neues auf diesem Gebiete und schließt sich der Meinung der deutschen Afrikaforscher an.

v. Eschwege (Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens. Berlin 1832, pag. 41; Pluto Brasiliensis. Berlin 1833, pag. 225) kannte die indischen Lateritvorkommen noch nicht, berichtet aber über die auffallende Umbildung und Überlagerung gewisser Gesteine durch Roteisenstein (Tapanhoacanga), die aber nicht, wie v. Wagner behauptet, einer älteren Sandsteinformation angehören. In den Eisensteinbrocken, die mit rotem und gelbem lockeren Eisenoxyd gemengt sind, findet sich mehr oder weniger Gold vor.

Foote (The geology of Madras. Mem. Geol. Soc. Ind. 1874, Vol. X, pag. 27, The Lateritic formation) erwähnt verschiedenartige Vorkommen von Lateriten, unter anderen den „pisolitic gravel", welches sich allein an der Oberfläche der Lateritlager befindet. Er faßt die Laterite zu einer „Formation", die zwischen dem Tertiär und dem Quartär sich entwickelte. Er gibt verschiedene Profile dieser Formationsbildung an (The Deccan trap ironclay (Laterite) formation. Mem. Geol. Soc. Ind. 1876, Vol. XII, pag. 201), versucht an der Hand von Profilen (z. B. des Gauliplateau) nachzuweisen, daß die Lateritformation eine sedimentäre Bildung ist. (Vgl. King und Foote.)

v. François (Aus dem Schutzgebiete „Togo". Mitt. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1888, pag. 144) schreibt: Der Bodenuntergrund der Küstenebene des Togogebietes ist von einer bis 1 *m* starken Humusschicht bedeckt, unter welcher rötlicher Ton (Laterit) lagert.

Greenough (On the Geology of India. Athenaeum, 14. Oktober 1854, pag. 1242) und de Beaumont (Comptes Rendus, 1855, pag. 348) vergleichen den indischen Laterit mit dem rheinischen Traß und dem italienischen Puzzolona piperino. In Malakka, Siam, Sumatra und Singapore tritt die gleiche ziegelrote Masse auf. In Travancore sind in dem dort sehr mächtigen Laterit Lignitlager von 15—18 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen worden.

Gürich (Beiträge zur Geologie von Westafrika. Zeitschr. d. D. Geolog. Ges. 1887, pag. 126) sagt: Obwohl nach der von Lenz entworfenen geologischen Karte von Westafrika (Peterm. Mitt. 1882, Nr. 1) Laterit auch in den von mir betretenen Gegenden eine große Rolle spielen soll, habe ich selbst „eigentlichen Laterit" nirgends angetroffen. — (Überblick über den geolog. Bau des afrikanischen Kontinents, Peterm. Mitt. 1887, pag. 257.) Bei der Beschreibung der quartären Ablagerungen erwähnt Gürich Laterite, deren Bildungsweise eine äußere verschiedene ist und die sich nicht von den zuerst als Laterit bezeichneten tonigen Zersetzungsprodukten ton- und eisenreicher Massengesteine aus Indien unterscheiden ließe.

Gumprecht (Vogels Forschungen im Innern Afrikas und die Niger-Expedition. Zeitschr. d. allg. Erdk. 1855, IV, pag. 160) sagt, daß Overweg außer

Digitized by Google

Granithügeln und Lehm (Laterit?) in den großen Ebenen von Musgo nichts bemerkte.

Hacket (Country near Gwalior. Rec. Geol. Soc. Ind., III, 2, pag. 41) gibt nur zwei Lateritvorkommen in Raipoor und Kymore an, welche dem zentralindischen Sipri-Raipoor Hill-Lateritauftreten angehören.

J. B. Harrison (Reports on the Geology of British Guyana 1898) vermeidet den Ausdruck Laterit, zur Bezeichnung der rotgefärbten Verwitterungsprodukte British Guyanas. Er sagt z. B., daß die Diabas- und Gabbrogesteine „are easily recognised by the occurence of somewhat low rounded hills of a „deep red coloured clay", many of which may show the existence of an „ironcap" (Oberflächenlaterit!).

Henrici (Das deutsche Togogebiet. Leipzig 1888, pag. 21) schreibt: Das ganze Togogebiet ist ein von den Dünen der Küste aus jenseits einer Lagune sich rasch zu einem Hochplateau erhebendes Stufenland, anscheinend aus gehobenen Schichtgesteinen aufgebaut und von Lehm und Sandalluvium bedeckt, in einer von 200—400 *m* wechselnden Meereshöhe. Das Lehmalluvium zeigt überall eine auffallend tiefrote Färbung, auf starken Lateritgehalt deutend.

R. Hermann (Journal f. prakt. Chemie, I, 1869, pag. 72) macht aufmerksam, daß die haselnußgroßen Hydrargillitkugeln von Villa Ricca (Brasilien), welche durch Brauneisenerz verkittet sind, in einem sekundären Laterit vorkommen.

Heuser (Beitrag zur Kenntnis des brasilianischen Küstengebirges. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Gesellsch. 1858, pag. 416) führt die Entstehung der weitverbreiteten roten Erde auf die Verwitterung vom Feldspat und Glimmer des Granits zurück. Diese rote Erde stellt große Berge vor, deren Abhänge, obgleich sehr steil gerichtet, nicht abrutschen.

Hindorf (Der landwirtschaftliche Wert und die Besiedlungsfähigkeit Deutsch-Südwestafrikas. Berlin 1895, pag. 12—19) beschreibt die uns durch Schinz, Pechuel-Lösche, Woltmann schon bekannten Bodenverhältnisse dieses Landes, in welchem die Roterden und Laterite eine wichtige Rolle spielen.

Hislop und Hunter (Quart. Journ. Geol. Soc. 1855, pag. 353) unterscheiden redsoil vom Laterit; letzterer kommt in Nagpurdistrikt auf dem Trapp und selten in mehr als 10 Fuß mächtigen Lagen vor. In diesem Laterite sind manchmal Laterite gefunden worden. Heyne (Trans. of India, pag. 97) betrachtet jedoch diesen Laterit als „alluvial soil".

St. Hunt (Geology and natural History. Am. Journ. of Sc. 1874, I, pag. 60) macht einige Mitteilungen über die Verwitterung der Krystallgesteine von Blue Ridge, Südwest von Lynchburg, er spricht von einem „reddish brikclay", vermeidet aber den Ausdruck Laterit. Er weist schon darauf hin, daß die Zersetzung eine allmähliche Bildung von löslichen Karbonaten und eine Hydratation der Gesteinsgemengteile (des Eisens speziell) vorstellt.

Capt. James (Analysis of Laterit of a very richly ferruginous variety from Rangoon. Journ. Ass. Soc. of Beng. XXII, pag. 198) begnügt sich, das Resultat von drei

Digitized by Google

Lateritanalysen von Burmah mitzuteilen. Sie weisen außer 46 Prozent Eisensuperoxyd und 37 Prozent Kieselsäure nur 5 Prozent Tonerde auf.

Jannetaz (Bull. de la Soc. min. de France, 1878, Juillet, pag. 70—71) macht bekannt, daß in den lateritischen Alluvionen der kleinen Bai Boulanger bei Cayenne, zum Teile derbe, zum Teile oolithisch-erdige Massen von weißer bis roter Farbe vorkommen, welche nach Befund einiger Analysen für Hydrargillit angenommen worden sind.

W. Junkers (Reisen in Afrika 1875—1886. Wien 1890, Bd. II, pag. 148, 408) erwähnt nur sehr kurz das weitverbreitete Vorkommen des ziegelroten Laterits an der Nil-Kongo-Wasserscheide und ganz speziell südlich davon.

Kalkowsky (Die Verkieselung der Gesteine in der nördlichen Kalahari. Mitt. a. d. kgl. Min. Mus. Dresden 1901, pag. 55). In dieser Mitteilung gibt er dem oberflächlichen zelligen Brauneisenstein der Botletle-Sandsteinschichten den Namen Laterit und hält ihn ebenfalls für tertiär.

Kelaart (Notes on the Geology of Ceylon. Laterite formation. New Edinb. Journ. 1853, LIV, pag. 28) unterscheidet verschiedene Lateritarten und gibt für die Entstehung derselben eine neue Erklärung ab, er sagt pag. 29: „Laterit is the product of the desintegration and decomposition of granitic rocks." Der Eisengehalt der Laterite rührt von der Verwitterung der eisenhaltigen Hornblende her.

King und Foote (Geology of Trichinopoly. Mem. Geol. Soc. Ind., Vol. IV, pag. 260) haben die Lateritvorkommen von Vellum untersucht, berichten über ihre Entstehungsweise in ähnlicher Weise als Blandford für Orissa.

King (Rec. Geol. Survey of Ind., XV, pag. 96) gibt an, daß aus Gneis auch Laterit entsteht und führt als Fundorte Travancore, Malabar, Nilgiris, Shevaroys, Kurnool, Cuddapah und Dekkan an.

Klement (Lateritvorkommen vom Kongo. Min. u. Petrogr. Mitt., 1886, Bd. VIII, pag. 24) beschreibt kurz dieses Vorkommen und fügt zwei Analysen hinzu (brauner und roter Laterit).

Knochenhauer (Geologische Untersuchungen im Kamerungebiete. Mitt. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1895, VIII, pag. 91) berichtet über die ausgedehnte Zone von alluvialen und eluvialen Lateriten, die sich an dem Mangrovengebiet der Küstenebene anschließt und bis weit ins Gebirgland hereinzieht.

Kreplin (Briefliche Mitteilung aus der Kolonie Dona Francisca, Brasilien. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk., Berlin 1872, pag. 236) erwähnt nur die dortigen Verwitterungsprodukte: rötlichen und gelblichen Kaolin und lehmartige Massen, die gar nicht selten vorkommen.

v. Lasaulx (Über die Erdarten und Gesteinsproben von Westafrika, von H. Zöllner mitgebracht. Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellsch. in Bonn, 1885, pag. 297): Aus der Lagune von Togo und Povo bei dem Dorfe Aguewe, dann bei Abobbo und Libreville im Gabun kommen Laterite mit Eisenerzkonkretionen sehr häufig vor.

Lenz (Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1878, pag. 35) gibt den Befund chemischer Analysen eines Lateriteisensteins aus Gabun (Westafrika), den er als einen mit etwas Silikat und Tonerdehydrat verunreinigten Brauneisenstein

Digitized by Google

bezeichnet. In seiner Abhandlung über die Lateritbildung des Ogowegebietes bringt er die Entstehung des in europäischen Gegenden nicht zu findenden Laterits mit den häufigeren und intensiveren atmosphärischen Niederschlägen, der raschen und energischen Verwesung einer reichen Flora, in ursächliche Verbindung. — (Timbuktu II, Leipzig 1884, pag. 191, 205.) Das erste Vorkommen des Laterits fand er in der Nähe des Zeltdorfes der Ulad-el Alusch unweit der Stadt Bassikunnu. Er sagt, daß der sehr stark eisenschüssige Laterit die charakteristischen Körner und Knollen von Brauneisenstein — die geglättet wie Bohnerze waren — reichlich besaß.

Levat (L'or en Guyane française, 1898, pag. 22, Extrait des annales des Mines, Mars, Avril, Mai 1898) gebraucht den Ausdruck roche à ravets für die schlackenartigen Zersetzungsprodukte des Diorits Französisch-Guyanas. Dieser Ausdruck war schon im Jahre 1873 dort üblich.

Logan (Geology of Singapore. Quart. Journ. Geol. Soc. 1851, pag. 331) schreibt: The ferruginous and quartzo-ferruginous rocks „including laterite" wherever minutely exanimed, prove to be the original rock of the situs metamorphosed and not a foreign rock injected from beneath and there are evidences in all classes of the rocks affected, that the iron, although ascending in abundance wherever the rocks are fissured or weakly coherent, was thence transfused without its exerting and mechanical force, and without the slightest disturbance of the previous arrangement of the particles of the rock. Dann schlägt er vor, diese Gesteine als die „iron-mashed rocks of the Indo-Australian regions" zu bezeichnen.

Login (North Indian geological Changes. Quart. Journ. Geol. Soc. 1872, pag. 199) führt die Mächtigkeit der verschiedenen Bodenarten (Laterite), die beim Bohren eines artesischen Brunnens in Umballa angetroffen wurden, an.

Lungwitz (Über die regionalen Veränderungen der Goldlagerstätten. Ing.-Diss. Rostock 1899, pag. 10) beschreibt die bis zu über 100 Fuß tiefe Umwandlung der Gesteine Guyanas in Ton und erwähnt die am Küstenlande weitverbeiteten verschiedengefärbten Tonlagen.

Lyell (Elements of Geology, 1865, pag. 589) sagt vom Laterit, daß „the rock may be decieved from the desintegrated detritus of lava and scoriae washed down by water".

Mallet (Rec. Geol. survey of India, XXII, Nr. 1, pag. 4) weist nach, daß bei der Anreicherung des Eisens in roten und braunen Adern und Konkretionen der Laterite, der Mangangehalt ziemlich bedeutend sein kann.

Martin (Briefliche Mitteilungen seiner Reiseerlebnisse aus den Molluken. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal. 1902, Nr. 1, pag. 5) schreibt, daß die Seltenheit von intensiv rot gefärbten Lateriten ihm, im Vergleich zu dem, was er in Surinam kennen lernte, auffallend war. — (Reise nach Niederländisch-Westindien, II, 1888, pag. 146, 150, 191) schildert an verschiedenen Stellen die große Verbreitung von Lateriten, wo der Übergang zum frischen Gestein (spezifisch beim Diabas) gut zu verfolgen ist.

Medlicott (vgl. Blanford, Mem. Geol. Sur. of Ind. Bundelcund, Vol. II, pag. 78, 86) schließt sich Carters Meinung über die eruptive Entstehung der Laterite an.

Digitized by Google

Meyer (Der Kilimandjaro, Berlin 1900) schildert die große Verbreitung und die Fruchtbarkeit des lehmigen Rotbodens (Zersetzungsprodukt des Gneises) bei West-Handëi, sowie im ganzen bewaldeten Usambara. Den typischen, porösen Laterit hat er nur in unbewaldeten Partien beobachtet. (Ostafrikanische Gletscherfahrten 1890, pag. 286. Siehe Tenne.)

Monteiro (Angola and the River Congo, London 1875) begnügt sich mit der Erwähnung, daß der „Ferriginous redclay" an sehr vielen Stellen auftritt.

Morgan (Durch Kamerun von Süd nach Nord, Leipzig 1893, pag. 256, 329) sagt, daß der rote Laterit des Kamerungebietes ganz speziell an den Adamanabergen auftritt.

Neumayer, vgl. v. Richthofen.

Newbold (Deposits of Southern India. Jour. As. Soc. of B. 1845, pag. 228. Summary of the Geology of southern India. J. A. S. B. 1846, pag. 227. Notes, chiefly geological, across the Peninusula. J. A. S. B. 1844, XIII, 2, pag. 984) schildert den Laterit als eine „distinct formation", welche den Trapp überdeckt und mit den Regurablagerungen, die keine Flußsedimente vorstellen, sondern eluviale Sedimente sind, vorkommen. Er weist darauf hin, daß es außer dem „true laterite" noch alluviale Laterite gibt, die recht oft verkannt werden.

Oldham (Talchur Coalfield. Mem. geol. sur. of Ind. 1865, Vol. I, pag. 69) bezeichnet das Alluvium der Atgurhhills als „Kunkeriferous" und reich an Laterit.

Overweg. Siehe Gumprecht.

Passarge (Über Laterite und Roterden in Afrika und Indien. Ber. d. sechsten intern. Geogr.-Kongr. London 1895. Ref. Jahrb. für Min., Geol. und Pal. 1897, II, pag. 471) erwähnt, daß das Verbreitungsgebiet der Roterden nicht bloß die Tropen, sondern auch die Subtropen und sogar das südliche Europa (vgl. Ferd. Römer, Spanien) umfaßt. Für die Bildung der Laterite wird nach ihm, außer der Menge der dem Boden zugeführten Salpetersäure auch vorwiegend die Art der ursprünglichen Eisenverbindungen des Gesteins von Einfluß sein; ferner das Vorhandensein von Vegetation, vielleicht auch die Tätigkeit von Mikroorganismen oder der Humus vertilgenden Termiten und der die Humusbildung befördernden Regenwürmer. — (Adamana, Ber. über die Exped. des deutsch. Kamerun-Comités. Berlin 1895, pag. 35, 88, 164, 261, 394—400.) Die Lateritbildung ist hier nicht allgemein verbreitet, sondern an gewisse Gesteine gebunden: Basalt, Grünschiefer, Phyllite und Amphibolite; ferner geben manche rote Gneise, Granite, Quarzporphyre und manche Sandsteine einen vorzüglichen Laterit, aber der schuppige Adumregneis dagegen gar keinen. Daher unterscheidet er Laterit bildende und Laterit nicht bildende Gesteine und versucht dieses Phänomen für Adamana zu erklären. Eigentümlicherweise sind in ganz Adamana keine Laterite auf sekundärer Lagerstätte, weil sie beim Transport in einen aschgrauen Lehm reduziert, d. h. umgewandelt werden. — (Über seine Reisen in Transvaal. Verh. d. Ges. f. Erd., Berlin 1896, pag. 497.) Die Verwitterungserscheinungen der Diabase, Schiefer und Sandsteine und die Bildung der Roterden und Laterite werden hier besprochen. Der größte Teil der Karooschichten,

Digitized by Google

nämlich der gelben mergeligen Sandsteine des mittleren Transvaals, gehen allmählich in einen zelligen Laterit mit gelber Erde über. Im Kimberleygebiet und Middelburgdistrikt treten dieselben Erscheinungen auf. — (Zur Kenntnis der Geologie von Britisch-Betschuanaland. Zeitschr. der Gesellsch. für Erdk., Berlin 1901, pag. 46, 53.) Erst am Nordende der Lerúti-Diabasberge und an dem Palapyeberge begegnete ihm die Andeutung von Lateriten, die höchstwahrscheinlich Reste der Botletleschichten vorstellen, nirgends findet man aber Spuren von neuer Umwandlung in Laterit, sondern nur in Roterde.

Pechuel-Lösche (Westafrikanische Laterite, Ausland, 1884, Nr. 21, 22. Südafrikanische Laterite, Ausland, 1885, Nr. 26; 1886, Nr. 20, 21) charakterisiert die Laterite folgendermaßen: Die Laterite sind lebhaft gefärbte, eisenschüssige Lehme, Verwitterungsprodukte verschiedener Felsarten, die in tropischen Gegenden unter der Einwirkung der Atmosphärilien entstehen. Er unterscheidet 1. Laterite von zelligem Gefüge in ursprünglicher Lagerung, 2. Laterite von dichtem Gefüge in sekundärer Lagerung. Er findet, daß es unzulässig wäre, auf geologischen Karten den zelligen Laterit, der doch nur das unterliegende Muttergestein im Zustande vorgeschrittener Verwitterung repräsentiert, anzugeben, daß es aber bei bedeutenden und mächtigen Lagen von dichtem Laterit wichtig wäre, ihn auf geologischen Karten zu markieren. Im sekundären Laterit fand er oft Bohnerzbetten vor. — (Die Loangoexpedition, III. Abh., Leipzig 1882, pag. 39.) Die bedeutenden Ablagerungen von rotem Laterit an den Baien von Kabinda und Loango werden hier beschrieben. Der Laterit geht direkt aus dem Glimmerschiefer hervor. — (Die Bewirtschaftung tropischer Gebiete; Vortr., geh. am 22. Sept. 1885 in der 58. Vers. deutsch. Naturforscher und Ärzte zu Straßburg, pag. 13) berichtet über die vorherrschenden Bodenarten der Tropen, daß die Laterite einer möglichst häufigen Bewässerung bedürfen, um einen kräftigen Pflanzenwuchs hervorzubringen. — (Kongoland, 1887, pag. 331—359. Kiulugebiet. Peterm. Mitt. 1877, pag. 12) beschreibt eingehend das Vorkommen der Laterite in ursprünglicher und sekundärer Lagerung. Über ihr Alter sagt er, daß ihre Bildung sobald begann, als die ersten Gesteine trocken gelegt waren und so lange fortschreitet, als die Vorbedingungen (tropisches Klima) fortbestehen bleiben.

Graf Pfeil (Beobachtungen während meiner letzten Reise in Ostafrika. Peterm. Mitt. 1887, pag. 4) sagt, daß der sogenannte Laterit aus der porösen Roterde, die selbst ein eluviales Zersetzungsprodukt von Gesteinen (Gneis) vorstellt, entstanden ist.

Posewitz (Lateritvorkommen von Bangka. Peterm. Mitt. 1887, pag. 20) hat die Eigenschaften, das Vorkommen, die Verbreitung und die Varietäten des dortigen Laterits eingehend geschildert und sagt z. B., daß der Granit einen quarzhaltenden, plastischen, rötlichen Ton, der keine Eisenkonkretionen enthält, bildet, daß dagegen der Tonschiefer in einen plastischen Ton mit Eisenkonkretionen und zelligen Blöcken umgewandelt wird; der Sandstein zerfällt zu Sand, seine Quarzite liefern keinen Laterit. Vielerorts, z. B. in den Jaarboeken v. h. Mijnwezen in Need. Ind. 1872—1878, werden verwitterte

Digitized by Google

Gesteine beschrieben, die genau auf die Bangka'schen Vorkommen passen, die aber nicht als solche anerkannt sind. (Billiton, Riouw-Lingga-Inseln etc.) — (Borneo, Berlin 1880. Die Lateritbildung. Lateritvorkommen in West-Borneo. Natuurk. Tijdsch. v. Neederl. Ind. 1889, pag. 16.) Im westlichen Borneo, in den sogenannten chinesischen Distrikten, in den Gebirgen Skadou, Bawang, Pandang, bei Mandor, am Paloflusse und im oberen Sambas kommen Laterite, die mit denen von Bangka genau übereinstimmen, vor.

Reichard (Reisebeobachtungen aus Ostafrika 1887. Verh. d. siebenten deutschen Geogr.-Tages, pag. 96) schreibt: Uganda mit Ugalla und Ukonongo bilden ein weites Lateritmeer; das ganze Lateritgebiet zwischen dem Luallaba und der Küste ist von körnigem, mitunter große Blöcke bildendem Raseneisenstein durchsetzt. Derselbe wird zur Eisengewinnung benutzt. Wenn der Laterit von rotem Sande durchsetzt ist, bildet er eine schlechte Ackerkrumme.

Richter (Über die wissenschaftliche Reise der Gebr. Schlagintweit in Indien. Zeitschr. für allg. Erdk. 1855, V, pag. 142, 160) bezeichnet den Laterit für Dekkan und Konkan als ein Verwitterungsprodukt von Trapp (mandelsteinartigen). In Mysore ist er aus den krystallinischen Schiefern entstanden und in Madras stellt er nur ein rotes Sandsteinkonglomerat vor, dessen Fragmente durch ein rotes, zelliges Zement von Eisenoxydhydrat zusammengebacken sind. Er erwähnt, daß der Ausdruck „Laterit" keine Bedeutung in der geologischen Terminologie hätte.

v. Richthofen (Führer für Forschungsreisende, pag. 464) schreibt: Was der Gehängelehm für die feuchten Gebirgsgegenden der gemäßigten Zone und der Löß für die halbtrockenen Steppenländer gemäßigter und tropischer Gebiete, das ist, hinsichtlich der Bestimmung des Bodencharakters über weite Regionen, der Laterit für die regenreichen tropischen Erdräume. Seiner Auffassung schließen sich ziemlich alle Geologen an. Vgl. auch Neumayers Erdgeschichte, 1887, I, pag. 406. — (Bemerkungen über Ceylon. Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1860, pag. 525–527) schildert eingehend das Lateritvorkommen Ceylons und führt die Fruchtbarkeit dieser Insel auf die Beschaffenheit des Lateritbodens zurück. — (China, II, 1882, pag. 761.) Die Lateritbildung wird „akkumulierende Zersetzung" genannt und zu den Gegenden gerechnet, wo die säkulare Zersetzung nach der Tiefe fortschreitet und ihre der chemischen Lösung widerstehenden Produkte an Ort und Stelle liegen bleiben.

Rinne (Über eine Magneteisenerzlagerstätte bei Paracale in Nord-Camarines auf Luzon. Zeitschr. f. prakt. Geol. 1902, Heft 4, pag. 115) spricht von großen zackig-löchrigen Magneteisenerzblöcken, die an dioritisches Lateritvorkommen und an Kalksteinen gebunden sind. Er nimmt an, daß diese Magnetitblöcke bei der Kontaktwirkung des Diorits auf den jetzt noch in Spuren auf dem Eruptivgestein gefundenen Kalkstein entstanden sind. Dürfte vielleicht nicht ein dem lateritischen Oberflächeneisenerze analoges Vorkommen vorliegen?

F. Römer. Siehe Passarge.

Rosenbusch (Physiographie und Elemente der Gesteinslehre, letzte Aufl., pag. 79, 421) führt die Bauer'sche Entstehungsart der Laterite an; der Laterit wäre also zum Teil nicht Ton, sondern eisenschüssiges Aluminiumhydroxyd.

Digitized by Google

Schenk (Die geologische Entwicklung Südafrikas. Peterm. Mitt. 1888, pag. 231) berichtet über die „Eluviallaterite" am Kap in Transvaal und Natal, die aus der tiefgreifenden, rein chemischen Zersetzung der Granite, Schiefer, Diabase etc. hervorgehen; die Alluviallaterite, wie z. B. an den östlichen Gehängen der Drakensberge und in den Tälern Transvaals, sind sehr weit verbreitet. — (Zeitschr. d. geol. Ges. 1890, XLII, pag. 610) erklärt die Entstehung der Laterite durch die schnelle Oxydation des Eisens unter tropischem Klima. — (Gebirgsbau und Bodengestaltung von Deutsch-Südwestafrika. Verh. des X. deutsch. Geogr.-Tages zu Stuttgart 1893, pag. 170) behauptet, daß der Laterit das Produkt einer rein chemischen Verwitterung sei, der Eluviallehmboden unserer Gegenden das Produkt einer chemisch-mechanischen Verwitterung. Wie Hochstetter unterscheidet er drei verschiedenartige Lateritbildungen und schlägt vor, die eluvialen Laterite auf geologischen Karten mit einer Farbenabstufung der Gesteine, aus welchen sie hervorgehen, darzustellen. Laterit und Wüstensand stehen sich diametral in ihren Entstehungsbedingungen gegenüber. Ersterer erfordert ein gleichmäßig warmes feuchtes Klima, letzterer Trockenheit der Luft und bedeutende Temperaturextreme, namentlich des Bodens.

Schinz (Deutsch-Südwest-Afrika 1884—1887. Oldenburg 1891, pag. 128, 432) verweist auf die Arbeiten von Pechuel-Lösche und Schenk, teilt jedoch mit, daß er im Hererolande, ganz besonders am Abhange des Anasgebirges, das Lateritvorkommen als Verwitterungsprodukt von Graniten und Gneisen in großer Ausdehnung konstatiert hat.

Schlagintweit (vgl. Richter).

Schomburgh (Reisen in Guyana und am Orinoko, Leipzig 1841, pag. 56) beobachtete gefärbte Lehmufer an den südamerikanischen Flüssen, er sagt, daß vor ihm schon Dr. Hancock die mit roter Tonerde und Ocker bedeckten Abhänge der Gebirge als ein „merkwürdiges Naturwunder" beschrieben hätte. Der Ausdruck Laterit scheint ihnen fremd gewesen zu sein.

Schweinfurth (Im Herzen von Afrika, Bd. I, pag. 195, 534. Tagebuch einer Reise zu den Niam-Niam und Monbuttu 1870, Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdk. 1872, pag. 395) sagt, daß sich überall rote und kahle Steinflächen von Raseneisenstein und roten Gebilden ausbreiten; sie deuten auf Lateritvorkommen.

Semper (Reise durch die nördlichen Provinzen der Insel Luzon. Zeitschr. f. allg. Erdk. 1892, pag. 84) schreibt: Seit meinem Eintreten in die westlichen Berge (im Tale von Benguet) wird die oberste Lage des Bodens von einer sehr verschieden mächtigen Schicht brandroter, toniger Erde gebildet (ob Laterite?), die, obgleich an vielen Stellen und so namentlich in Mancăyan ihre Entstehung durch Verwitterung eines stark eisenhältigen Granits äußerst deutlich erkennbar ist, doch sicherlich an manchen Stellen Meeressediment und wahrscheinlich neuen Ursprungs ist.

Shearson-Hyland (Über die Gesteine des Kilimandsharo und dessen Umgebung. Tschermaks Mitt. 1889, pag. 267) fand deutliche Laterite in der Steppe zwischen Aruscha und Pare, zwei Tage unterhalb Aruscha, 1 Stunde östlich vom Rufuflusse.

Digitized by Google

Stierling (On Orissa Proper or Cuttack. Asia Res. 1825, pag. 177) beobachtete im nördlichen Circar und im Deccan „Ironclay und Laterite“ (letztere als eine Varietät des Trapps bezeichnet) in sehr großer Verbreitung.

Stromer v. Reichenbach (Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika, 1896, 78, pag. 141—168). Der Laterit ist besonders in Ostafrika, Kamerun und Togo weitverbreitet. In Ostafrika bildet das Hinterland von Dar es Salaam, dann das Mittel- und Süd-Pare, Usegua- und Uguëno-Gebirge große Lateritfelder. Im nördlichen Kamerun ist Dibongo wegen seines Lateritvorkommens sehr bekannt.

Stuhlmann (Bericht über eine Reise durch Usegua und Ungún. Mitt. d. geogr. Gesellsch., Hamburg 1887—1888, pag. 169). Bei Quadigassa, Malianga und weiter noch als Wakuafi, wechselt der Lateritboden mit leichter, sandiger, grauer Erde ab, überall tritt durch den roten Laterit oder den Sand Gneis und Granit hervor. Die Laterithügeln des Usambáagebirges werden oft wegen ihres fruchtbaren Bodens als zu geeigneten Dorfniederlassungen gewählt. — (Forschungsreisen in Usaramo. Mitt. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1894, pag. 226, 227.) Hier erwähnt er, daß auf den Höhen in Usaramo meistens nur Laterit, in welchem Blöcke eines eisenhaltigen Konglomerats eingebettet sind, vorkommen. — (Durch Ostafrika. Mit Emin Pascha ins Herz von Afrika. Berlin 1894, pag. 761, 770) schreibt: Der Boden in der Nähe von Sseküle und Uwai besteht in den tieferen Partien aus schwarzem, gerissenem Schlamm, auf Erhebungen findet man Laterit, der mit vielen Felsstücken durchsetzt ist.

Suess (Das Antlitz der Erde, 1888) gibt mehrere Fundorte der tropischen Lateritbildung an, die wir schon erwähnt haben.

Supan (Grundzüge der physischen Erdkunde, 2. Aufl., pag. 352, 428—432). Wie von Richthofen und Pumpelly wird die Lateritbildung als säkuläre Verwitterung bezeichnet. Die Übersicht der Verteilung des Laterits nach Erdteilen und Breiten ist von Tillo entnommen und zeigt uns, daß ein volles Viertel des ganzen Festlandes von Laterit bedeckt wird.

Tenne (zu Meyers ostafrikanischen Gletscherfahrten, 1890, pag. 286 und 306) berichtet, daß in Landjoromdogo Laterite, d. h. Verwitterungsprodukte der Gneise, gesammelt wurden.

Thomson (Notes on the Geology of Usambara. Proc. Roy. Geol. Soc. 1879, pag. 559) beobachtete der ganzen Küste entlang von Mombas bis Bagamoyo und landeinwärts bis zu den Gebirgen den roten Clay, ein Zersetzungsprodukt des Gneises.

Thugutt (Beitrag zur Chemie einiger Alumosilikate. N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., Beil. Bd. IX, 1895, pag. 621) berichtet über die Umwandlung von Diaspor und Hydrargillit aus Feldspaten und über die Entstehung von Beauxit aus zersetzten Feldspaten und Augiten; Umwandlungen, die in unseren Breiten, wie die Lateritbildung der Tropen jetzt noch vor sich gehen.

Tillo (Die geographische Verteilung von Grund und Boden. Peterm. Mitt., 1893, XXXIX, I, vgl. auch Supan) teilt einiges mit über die Bodentypen und ihre Verteilung nach Erdteilen und Breitenzonen. In Afrika bestehen 49 Prozent der Bodenarten aus Laterit, 16 Prozent in Asien und 43 Prozent in Südamerika.

Digitized by Google

Vogel (vgl. Gumprecht).

Voyseys Privat-Journal (Journ. Asia Soc. of Beng. 1850, XIX, pag. 274) führt die Entstehung des Laterits auf „the result of muddy eruptions" und gibt an, daß er davon überzeugt ist, daß Diorit, Basalt, Laterit etc. auf gleiche Weise entstanden sind.

v. Wagner (vgl. v. Eschwege).

J. Walther (Bericht über die Resultate einer Reise nach Ostindien im Winter 1888 bis 1889. Verh. d. Gesellsch. f. Erdk. 1889, Nr. 7, pag. 2) berichtet eingehend über die Laterite und sagt von ihrer Bildung, daß die tropischen Regenzeiten mit ihren beständigen Gewittern und ein gewisser Eisensalzgehalt des verwitterten Gesteines von viel größerer Bedeutung wären als die geographische Breite oder hypsometrische Höhe, unter welcher sie vorkommen, denn man findet genau dieselbe Lateritbildung bei Pointe de Galle unter dem 6. n. Breitegrad wie bei Sikkim unter dem 27. n. Breitegrad oder wie auf dem 8000′ hohen Gipfel des Petrotallagalla. In Indien hat er keine Lateritbildung aus Kalk, Mergel, Sandsteinen und Dekkantuffbänken beobachtet. — (Die Denudation in der Wüste, Leipzig 1891, pag. 30.) Hier weist Walther nach, daß der Pflanzenwuchs bei der Verwitterung der Gesteine zu Laterit eine wichtige Rolle spielt. — (Einleitung in die Geologie, Jena 1894, pag. 803) schreibt: „Laterit ist ein durch Eisenoxyd rot gefärbtes Verwitterungsprodukt" und schlägt vor das Wort „Laterit" für alle rot gefärbten Alluvionen anzuwenden, mögen sie in einem Flußtal, auf einer Steppe oder im Litoralgebiet abgelagert worden sein.

Weißenborn (Bericht über die geologischen Ergebnisse der Batanga-Expedition. Mitt. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1888, pag. 52). Das Kameruner Küstengebiet besteht aus archäischen Gesteinen, die von eluvialen und alluvialen Zersetzungsprodukten (Laterite) bedeckt sind, welche alle Abstufungen vom reinen Quarzsand bis zum stark eisenschüssigen Lehm zeigen.

Woltmann (Deutsch-Ostafrika, 1898, pag. 3; Handbuch der tropischen Agrikultur, 1892, pag. 136) bezeichnet den Laterit folgendermaßen: Man darf nur dort von Laterit bezw. Lateritboden reden, wo sich derartige feste Gesteinsgebilde bankweise oder als Konkretionen zerstreut in dem Boden befinden. Wo sie dagegen in den rötlichen oder gelblichen Bodenarten fehlen, hat man es niemals mit Lateritboden zu tun, sondern mit Roterde bezw. Gelberde. Bei zunehmender Verwitterung können jedoch auch in diesen Erden unter gewissen Bedingungen, vor allem bei einem hohen Eisengehalt des Muttergesteins, Lateritkonkretionen entstehen, d. h. sie vermögen also im Laufe der Zeit in Lateritböden überzugehen.

Young (A few remarks on the subject of the laterite found near Rangoon. Journ. Asia Soc. of Beng. 1853, pag. 196, 201) schließt sich der Meinung der meisten älteren indischen Geologen nicht an und sagt ausdrücklich: Laterit cannot be supposed to be igneous, but is evidently, like rocks which have been erroneously attributed to volcanic sources, of chemical origin.

G. Zenker (Yaúnde. Mitt. a. d. deutsch. Schutzgeb. 1895, VIII, pag. 37) erwähnt das Vorkommen von primärem Laterit überall dort, wo dichter Wald den

Digitized by Google

Boden bedeckt. Aber der umgelagerte Alluviallaterit ist fruchtbarer als der primäre Laterit aus der Tiefe.

Zirkel (Lehrbuch der Petrographie, 2. Aufl., III, pag. 172) gibt mehrere wertvolle Literaturangaben an und bezeichnet den Laterit als voneinander sehr abweichende stark eisenschüssige tropische Lehmmassen, mit oder ohne Resten von Gesteinen.

Um sich von der hervorragenden Rolle, welche die Lateritisierung der Gesteine in Surinam spielt, eine möglichst genaue Vorstellung zu machen, ist es zweckmäßig, eine Einteilung der verschiedenen Lateritarten zu treffen.

Wir unterscheiden mit Pechuel-Lösche, Walther u. a. m.

1. Eluviale Laterite (primäre Laterite) oder kieselsäurereiche Laterite und

2. Alluviale Laterite (sekundäre Laterite), Alluvium von Lateritdetritus oder tonerdehydratreiche Laterite.

1. Die eluvialen Laterite (primäre Laterite) oder kieselsäurereichen Laterite sind solche, die sich noch an Ort und Stelle ihrer ursprünglichen Lagerstätte befinden oder nur geringe Umlagerungen erlitten haben. Sie sind uns: *a)* als Oberflächen- und *b)* als Teufenbildungen bekannt.

a) Der Oberflächenlaterit.

Unter diesem Namen verstehen wir jene eigenen, rotbraunen, schlackigen und zelligen Laterite, die durch ihre Auffälligkeit von den ältesten Tropenreisenden schon als „merkwürdiges Naturwunder" beschrieben wurden und die in der älteren Literatur meistens als vulkanische Schlacken und Tuffe bezeichnet werden.

Schon in der Nähe der Stadt Paramaribo, bei Rac à Rac und Bergendal, treten diese Gebilde sehr deutlich zum Vorschein; aber in Surinam am großartigsten ausgebildet sind sie auf dem Fußwege, den ich von der Sarakreek nach dem Tapanahony bahnte. Nördlich vom Kamp *M* [1]) ist die ganze SW—NO streichende Hügelreihe mit einer Kilometer langen und stellenweise bis 4 à 5 *m* mächtigen rotbraunen bis schwarzen porösen Lage solcher eisenreichen Oberflächenlaterit-Blöcke bedeckt. Ihre vorhin schon erwähnte Bezeichnung „Kakerlakiston" charakterisiert sie ausgezeichnet.

Wir können diese Lateritbildung als den schwerer zersetzbaren Rückstand des durch chemische Prozesse verwitternden Urgesteins

[1]) Geologische Karte von Surinam der „Geologisch-bergmännischen Skizzen aus Surinam". Freiberg i. Sa. 1901.

Digitized by Google

und Konzentrationsprodukt der Eisenlösungen bezeichnen. Die in Lösungen gegangenen Substanzen sind entweder in das darunter anstehende Gestein eingesickert oder von ihrer primären Lagerstätte weiter fortgeführt worden.

Diese Scheidung der chemisch leicht und schwerer löslichen Gesteinssubstanzen hat eine Konzentration in situ hervorgerufen, und so sehen wir, daß das Eisen, welches bei jeder Lateritart eine verschiedene Hauptrolle spielt, sich z. B. hier ganz speziell durch starken Oxydationsprozeß, als Eisenoxyd und Hydroxyd in ganz auffallender Weise abgeschieden, respektive konzentriert hat. Die Abbildung Nr. 1 der Taf. I veranschaulicht ein solches Vorkommen. Der größte Teil des Eisenoxyds rührt von dem im Gestein enthaltenen Pyrit, Magneteisen- und Titaneisenerz her, aber auch in nicht unbedeutender Quantität von der Zersetzung der eisenführenden kieselsauren Mineralien (Augit, Hornblende, Biotit etc.) des Urgesteins.

Die Anreicherung des Eisens im Oberflächenlaterit kann so weit gehen, daß, wie die weiter unten angeführten Analysen beweisen, wir durch Lateritisierung aus einem im frischen Zustande nur 12 bis 19 Prozent Fe_2O_3 enthaltenen Diabas ein nahezu reines Rot-, respektive Brauneisenerz erhalten.

Die Analyse Nr. I eines schlackenartigen diabasischen Oberflächenlaterits wurde von Herrn Cand. rer. met. Kupffer im chem. Laboratorium der königl. sächs. Bergakademie zu Freiberg unter der gütigen Leitung des Herrn Prof. Dr. O. Brunck ausgeführt. Die Analyse Nr. II eines dichteren Oberflächenlateriterzes von Herrn Dr. Heffelmann-Dresden.

Nr. I	Nr. II	
55·94%	62·08%	Eisenoxyd
—	0·09	Manganoxyd
—	0·07	Phosphorsäure
14·89	7·50	Kieselsäure
—	14·08	Titansäure
17·97	0·14	Tonerde
—	0·004	Nickeloxyd
Spuren	0·02	Kalkerde
11·03	15·60	Wasser (Glühverlust)
Spuren	—	Magnesia
99·83%	99·504%	Summa

Digitized by Google

Diese Analysen lehren uns, daß neben dem hohen Eisengehalt die Kieselsäure eine nicht unbedeutende Rolle spielt. Obgleich dieses Lateriteisenerz nicht ganz homogener Natur ist, lassen sich doch beim Schlemmen keine größeren Quarzkörnchen unterscheiden; wir dürften daher wohl berechtigt sein, anzunehmen, daß die Kieselsäure nicht als Quarz, sondern meist gebunden vorkommt.

Diese im surinamischen Urwalde in großer Menge angetroffenen Eisenerze sind jedoch, wegen ihrer oberflächlichen Verbreitung, nicht abbauwürdig.

U. d. M. zeigen Dünnschliffe dieser sehr eisenreichen, diabasischen Oberflächenlaterite außer undurchsichtigen oder nur durchscheinenden roten Eisenoxydmassen Bruchstücke einer rötlich gefärbten amorphen Masse und stellenweise Kieselsäureskelette mit kleinen, sparsamen, sekundären Quarzkörnchen. Winzig kleine schwarze undurchsichtige Pünktchen deuten auf ein Erz. Eine Erhaltung der ursprünglichen ophitischen Struktur ist nicht mehr oder nur in sehr seltenen Fällen noch ungefähr zu konstatieren.

Die pisolithartigen Eisenerzkonkretionen, welche zum Teil der Oberflächenlateritbildung und zum Teil der sekundären Lateritalluviumbildung angehören, sollen weiter unten (pag. 31) berücksichtigt werden.

Zu den Oberflächenlateriten gehören die „Lateritkrusten", die vielfach mit den sogenannten „Schutzrinden" verwechselt werden.

Die Lateritkrusten befinden sich auf den sogenannten Diabas- und Lateritbomben, die man an der Oberfläche oder im bereits lateritisierten Gestein oft beobachtet, am besten ausgebildet. Die Abbildung 8 der Taf. I veranschaulicht eine solche amphibolisierte Diabasbombe mit Lateritkruste. (Ob es vulkanische Bomben sind oder, wie es mir viel eher erscheint, herausgewitterte, widerstandsfähigere magmatische Ausscheidungen, kommt hier nicht zur Geltung.) Der grünliche Kern erscheint auf dem ersten Blick als noch sehr gesund und von den Atmosphärilien gar nicht angegriffen. An der Peripherie des Kerns tritt eine hellgelbe Umrandung auf, die immer intensiver gefärbt, bald in eine rotbraune, scheinbar homogene Masse übergeht. Die Oberfläche der Bombe zeigt die für die primären Oberflächenlaterite charakteristische zellig-schlackige Beschaffenheit.

Digitized by Google

U. d. M. sehen wir feinstrahlige und dünnstenglige Hornblende, die den Hauptbestandteil des Gesteins bildet. Quarz ist kaum vorhanden, hie und da einzelne Körner, die mit den Amphibolnadeln regellos verwachsen sind. Feldspat war in dem Schliffe nicht mehr aufzufinden, trotzdem rechnen wir dies krystallinische Gestein zu den amphibolitisierten Gliedern der (quarzführenden) Diabasformation. Nach der Peripherie zu zeigen die Hornblenden eine gewisse Neigung zur radialen Anordnung und eine deutliche Entfärbung. Die Epidotisierung ist, obgleich nicht sehr auffallend, doch in sehr charakteristischer Ausbildung zu verfolgen. Die kleinen Epidotleistchen drängen sich stellenweise förmlich in die verblaßten Hornblendeindividuen hinein und wetteifern, die Stelle letzterer ganz für sich zu beanspruchen.

Die makroskopisch ziemlich homogen erscheinende rote Kruste zeigt u. d. M. rote und gelbrote Körner, Schuppen und Leisten anisotroper Natur. Unter den Schuppen erkennt man solche, die noch eine etwas verschwommene, geradlinige Abgrenzung zeigen und die sich als sehr eisenreiche und stark verwitterte Hornblenden zu erkennen geben. Die Epidotleisten sind in dieser Lateritrinde meist büschelförmig angeordnet; die Hauptrolle spielen aber die mehr oder weniger undurchsichtigen Eisenoxyd- und -hydroxyd-Flecken, neben welchen Titaneisenerz und Titanit nur sparsam vorkommen.

b) Der Tiefenlaterit.

Die Tiefenlaterite lagern unmittelbar auf dem Muttergestein und zeigen alle Stadien der Zersetzung nach der Teufe zu. Die Lateritisierung der Gesteine, auch „akkumulierende Zersetzung“ genannt, greift deshalb so weit nach der Teufe zu, weil sie die angegriffenen Gesteine porös macht und das tiefere Einsickern lösender atmosphärischer Niederschläge ermöglicht.

Bei dem Tiefenlaterite erkennt man meistens die Struktur des Urgesteins noch; in einigen Fällen jedoch tritt makroskopisch eine unverkennbare Gefügeveränderung auf, z. B. für Eruptivgesteine eine gewisse Schieferung, die bei dem Muttergestein nicht wahrzunehmen war. Diese Beobachtung habe ich bei Verwitterungsprodukten von Diabas und Diorit öfters machen können.

Diese Gefügeveränderung, die bei den zersetzten Gesteinen der gemäßigten Zone auch vorkommt, dürfte lediglich auf che-

Digitized by Google

mische und mechanische Verwitterungs-Erscheinungen zurückzuführen sein.

Bei einem bis zu 17 *m* in diesem Tiefenlaterit niedergebrachten Schacht des „oud Placer Lionarons“ bei Boschland wurde der Einfluß der nach der Teufe zu abnehmenden Verwitterungserscheinungen wahrgenommen, es konnte aber für letzteren keine Grenze gezogen werden. Bei dem Sinken des Schachtes handelte es sich darum festzustellen, welcher Natur die zutage tretenden kleinen goldführenden Quarzadern waren: mit anderen Worten, ob diese Quarzadern als sehr rezente sekundäre oberflächliche Kieselsäureausscheidungen oder als Teufenbildungen aufzufassen seien. Lange, ehe man jedoch die Grenze des Tiefenlaterits erreichte, verlor sich der Goldgehalt und kurz darauf hin verkeilten sich diese oberflächlichen Quarzadern ganz und gar. Ein im Schachttiefsten angebrachtes Bohrloch von 5 *m* zeigte nur wenig Veränderung in der äußeren Beschaffenheit des Materials, wohl aber, daß es strenger und daher zum Durchbohren schwerer wurde. Von Quarzadern war keine Spur mehr vorhanden. Diese kleine Untersuchung gab uns zunächst ein Bild der Beschaffenheit eines eluvialen Tiefenlaterits in verschiedenen Teufen, dann zu erkennen, daß wohl recht viele Goldgänge mancher lateritisierten Gesteine sekundäre, von der auflösenden Verwitterung abhängige Bildung sind und dass sie in nur oberflächlicher Teufe fortsetzen. Diese Erscheinung ist für den Goldbergmann von größter Bedeutung.

Mächtigkeit und Ausdehnung des Tiefenlaterits sind selbstverständlich schwer nachzuweisen, doch aus den ungeheuren von ihm entführten Materialmassen zur Bildung des sekundären Lateritalluviums als sehr bedeutend anzunehmen.

An den Gehängen des kleinen Hügels am Landungsplatze des Placers Levie der oberen Sarakreek sehen wir den Tiefenlaterit eines Sericitschiefers auf 10 bis 12 *m*, ohne wesentliche Strukturveränderung zu zeigen, anstehend.

Ebenso wie wir eine typische Oberflächenlateritbildung von Sedimenten überdeckt antreffen können, so begegnen wir auch unbedeckten Tiefenlateriten, die von dem sekundären Laterit allerdings schwer zu unterscheiden sind. Ich muß hier bemerken, daß der bekannte „Blaue Berg“ von Bergendal sehr typische Lateritbildungen aufweist, daß man ihn aber nicht als Typus für surinamische Ver-

Digitized by Google

hältnisse angeben darf. Diese seit schon vielen Jahrzehnten künstlich kahl erhaltene Diabaskuppe zeigt an ihren Gehängen einige tiefe, nackte Erosionsrillen, die uns sonst in Surinam ganz fremd sind.

Eine Beschreibung des Aussehens der verschiedenen Arten des Tiefenlaterits würde uns zu lang aufhalten und wäre ebenso schwer, als für alle Lateritvarietäten eines jeden Gesteins eine zutreffende Farbe angeben zu wollen.

Bei der makroskopischen Bestimmung des fraglichen Tiefenlaterits hätte man diese Masse wegen ihrer lockerig-zelligen Beschaffenheit, ihrer bunten Farben und ihres erdig-körnigen Bruchs als ein tuffartiges Gebilde bezeichnen können; erst unter dem Mikroskop sehen wir unverkennbare Anzeichen der Erhaltung einer ophitischen Struktur. Die Herstellung von Dünnschliffen aus solchem zersetzten Material ist ziemlich schwer, für uns aber von großem Werte, weil wir auf diese Weise allein die Lateritart zu unterscheiden und den Lateritisierungsvorgang zu verfolgen vermögen. Die chemischen Untersuchungen sind, wie wir sehen werden, ebenfalls von großem Nutzen, geben als solche jedoch wegen der zu großen Unbeständigkeit gleichwertiger Lateritbildungen recht fragliche Kombinationen und für hieraus allein abgeleitete Schlußfolgerungen eine falsche Vorstellung der Zusammensetzung des betreffenden Laterits. Die chemischen Untersuchungen von Lateriten müßten daher Hand in Hand mit Schlemmproben und mikroskopischen Untersuchungen vorgenommen werden.

U. d. M. erkennt man eine noch stellenweise gut erhaltene diabasisch-körnige Struktur. Die Augitreste, meist blaßgefärbt und stark polarisierend, lassen sich durch ihre gut erhaltene Spaltbarkeit erkennen. Auf den Spaltrissen zieht sich oft sehr reichlicher Limonit hin. Von den Plagioklasleisten ist nur noch ein trübes Zersetzungsprodukt, welches unter ×-Nicols vollständig dunkel bleibt und an gefärbten Ton oder kaolinartige Masse erinnert. Epidot kommt in sehr kleinen Individuen vor. Die Quarzkörner (bei der Schlemmprobe = 2·5 Prozent gefunden) zeigen hier eine der magmatischen Korrosion ähnliche Verwitterungserscheinung. In und um sie herum tritt das Erz etwas reichlicher auf, und zwar gern als rundliche limonitartige Körnchen, die bei stärkerer Vergrößerung eine konzentrisch schalige Bildung zeigen. Kleine Apatitnädelchen sind regellos in dem Präparat zerstreut.

Digitized by Google

Wir ersehen, daß es in der Regel nach der mikroskopischen Untersuchung eines Tiefenlaterits mit leidlicher Sicherheit möglich ist, festzustellen, aus welcher Gesteinsart er entstanden ist; eine Behauptung, die nach dem Befunde der chemischen Analysen allein nicht möglich wäre. Die charakteristischen Erscheinungen dieses Umwandlungsprodukts sind also: die Zersetzung und Entfärbung des Augits (resp. Hornblende), die Bildung amorph erscheinender Massen (vermutlich sekundärer Silikate) und die intensive Färbung des ganzen Neugesteins durch Eisenoxyd und -Hydroxyd. Bei diesem Verwitterungsprodukt kann die Umwandlung nicht als vollendet betrachtet werden. Die Analyse dieses gebleichten diabasischen Tiefenlaterits Nr. III wurde von Herrn Cand. rer. met. F. Mayer-Freiberg, die des frischen Diabas Nr. IV, aus welchem dieser Laterit entstand, von Herrn Cand. rer. met. Weidig-Freiberg ausgeführt. Der Befund war folgender:

	Nr. III	Nr. IV
Kieselsäure	43·64%	46·20%
Titansäure	Spuren	3·10%
Tonerde	19·32%	12·23%
Eisenoxyd	27·57%	9·25%
Eisenoxydul		8·95%
Manganoxyd . . .	0·72%	1·10%
Kalkerde	—	8·50%
Magnesia	Spuren	4·93%
Na + *K*-Oxyd . . .	—	3·91%
Wasser	8·71%	1·72%
Summe . . .	99·96%	99·89%

An der Hand dieser letzten Analyse und der angestellten mikroskopischen Untersuchungen wäre dieser Diabas als ein körniger, sehr wenig quarzführender Normaldiabas zu bezeichnen. Wenn wir die Resultate der Analysen des frischen und des laterisierten Gesteins vergleichen, fällt uns zunächst der hohe Kieselsäuregehalt des Laterits sehr auf. Bringen wir auch die durch die Schlemmprobe als accessorischer Quarz konstatierte 2·5 Prozent in Abzug, so bleiben immer noch 41 Prozent Kieselsäure, die nur zum Teile durch die Alkalien gebunden werden. Da der Uberschuß an Kieselsäure nicht als Quarz vorkommt, so dürfte die Vermutung, daß ersterer auch mit dem Eisen gebunden vorkommt, berechtigt erscheinen. Die

Digitized by Google

u. d. M. konstatierte amorphe Substanz würde demnach in Umsetzung befindliche Primärsilikate und kieselsäurereiche Neubildungen vorstellen. Bei der Analyse eines gleichen surinamischen Eluviallaterits wurde mit Bestimmtheit 0·47 und 0·53 Prozent freie Schwefelsäure nachgewiesen. Ich erkläre mir daher die Kieselsäureanreicherung der eluvialen Laterite folgendermaßen:

Bei der Zersetzung der Silikate durch schwefelsäurereiche Lösungen wurden die basischen Bestandteile zum Teile in Lösung gebracht, vermochten sich jedoch auf eluvialer Lagerstätte in saurer Lösung nicht auszuscheiden. Eine Ausfällung fand daher meist erst statt auf sekundärer Lagerstätte, wo sie durch die reichliche Kohlensäurezufuhr möglich wurde. Die widerstandsfähigeren kieselsauren Bestandteile blieben daher in größerer Menge auf eluvialer Lagerstätte zurück und bildeten jene eluvial-lateritischen Produkte, die durch ihren hohen Gehalt an Kieselsäure charakteristisch sind.

Ob diese Kieselsäureanreicherung für alle eluvialen Laterite — im Gegensatze zu der Tonerdehydratanreicherung für die alluvialen Laterite — geltend gemacht werden darf, vermag ich noch nicht mit Bestimmtheit zu sagen. Auf jeden Fall scheint es für surinamische Verhältnisse ausgezeichnet zuzutreffen und vielleicht lassen sich durch diesen so vorgestellten Entstehungsprozess der Lateritbildung die sehr geteilten und sich widersprechenden Ansichten vieler Autoren leicht erklären. Die meisten haben die Laterite — abgesehen von der bedeutenden Rolle, welche das Eisen spielt — als ein silikatreiches Verwitterungsprodukt, einige als ein tonerdehydratreiches Verwitterungsprodukt beschrieben. Dürften denn nicht die ersteren vorzugsweise Eluviallaterite, die anderen sekundäre Alluviallaterite untersucht haben und daher zu so sehr abweichenden Resultaten gelangt sein?

Bei der anachorischen Schutzrindenbildung, welche auch eine Verwitterung der Gesteinsgemengteile in situ vorstellt, begegnen wir ebenfalls einer Bildung von sekundären Silikaten und sekundärem Quarz, die eine Kieselsäureanreicherung vorstellen.

II. Der sekundäre Laterit (Alluvium von Lateritdetritus) oder der tonerdehydratreiche Laterit.

Dieses sekundäre Lateritdetritusalluvium stellt die von allen Reisenden anerkannt weitverbreitetste tropische Bodenart vor. Es kann entweder als Normalalluvium, d. h. als Anhäufung von Laterit-

Digitized by Google

detritus, oder als eine durch zugeführte Eisenhydrat- und Tonerdehydratlösungen veränderte (sekundär lateritisierte) Sedimentablagerung auftreten. Letztere Bildung ist streng genommen keine Lateritbildung; da wir aber in der Natur keine scharfe Grenze zwischen dem eigentlichen Alluvium von Lateritdetritus und jenen sekundär lateritisierten Sedimenten zu ziehen vermögen, betrachte ich letztere Bildung als eine Varietät oder Nebenerscheinung des Lateritumwandlungsprozesses.

Wie in allen Tropenländern, so bedeckt auch in Surinam das Lateritalluvium sehr umfangreiche Gebiete, und man macht sich erst dann eine ungefähr richtige Vorstellung dieser ungeheuer intensiven Lateritbildung, wenn man bedenkt, daß das Material, welches allen großen Flüssen des nördlichen Südamerikas ihre typisch gelblichrote Trübung gibt (Trübung, die noch meilenweit im Meere zu verfolgen ist) und welches die stetig wachsenden Schlamm- und Sandbänke an der Nordküste nebst der bedrohenden, vollständigen Verschlämmerung des Unterlaufs der Flüsse verursacht, nichts anderes als fortgeführtes Lateritmaterial ist.

Verlassen wir die Küste und fahren wir während der Trockenzeit den Surinam oder Saramaccafluß herauf, so sehen wir links und rechts bis auf 80 *km* landeinwärts nur buntgefärbte, lehmige Alluvialufer, auf welchen ein üppiger Wald ausgezeichnet gedeiht. Dieser ungefähr einen Breitegrad große Landstrich ist mit Ausnahme einiger kleiner Diabaskuppen ganz flach und überall, wo man durch Schürfe und Schächte diese Decke durchbricht, trifft man bis zu bedeutenden Tiefen die alluviale Lateritbildung an. Die Beschaffenheit und das Aussehen dieser Laterite kann, je nachdem die einen oder anderen Bestandteile der zerstörten Urgesteine mehr oder weniger stark vertreten sind, sehr verschiedenartig aussehen. Es wird zum Beispiel das Alluvium von Diabaslateritdetritus im allgemeinen recht quarzarm sein, die sekundären Granitlaterite dagegen quarzreicher und an einigen Stellen zwischen lehmigen und tonigen Lagen sehr quarzsandreiche Stellen besitzen. Diabase und Diorite, die meist sehr eisenreich sind, liefern dunkler gefärbte Lateritsedimente als feldspatreiche und eisenarme Granite und Gneise; bei letztern sind die lateritischen Sedimente oft nur blaßrot und gelb gefärbt.

Was die Bildung des sekundären Laterits anbelangt, so müssen wir, wie eingangs schon erwähnt, zwei Kategorien unterscheiden.

Digitized by Google

In der ersten fassen wir die Sedimente von Lateritmassen, d. h. Produkte der transportierenden und aufbereitenden Kräfte zusammen (Lateritkonglomerat etc.), in der zweiten Sedimente, die durch Zuführung lateritischer Lösungen (wenn ich mich so ausdrücken darf) den Charakter eines täuschend echten Lateritalluviums angenommen haben. Dieser Mannigfaltigkeit der sogenannten Lateritisierung, sowohl auf primärer als auf sekundärer Lagerstätte und der zahlreichen chemischen und mechanischen Prozesse, welche stets neue Umwandlungen hervorrufen, haben wir es zu verdanken, daß man heute unter dem Namen „Laterit" alle möglichen Bodenarten versteht und daher durch diesen Namen „allein" gar keine Gesteins- oder Bodenart mehr bezeichnen kann.

Charakteristische, makroskopische Merkmale für diese Alluvialbildungen gibt es außer dem mehr oder weniger hohen Gehalt an Eisenoxyden, d. h. der vorherrschend roten Farbe, gar nicht. Ja wir kennen sogar typische Lateriterden, die — im Gegensatze zu den nachträglich gefärbten Sedimenten — entfärbt oder gebleicht sind und die sich manchmal ihrer chemischen Zusammensetzung nach von dem gelben Verwitterungslehm unserer gemäßigten Zone kaum unterscheiden lassen. Eine Entfärbung oder Bleichung, d. h. eine Reduktion des roten Laterits, kann durch Humusbedeckung, durch stehendes Wasser oder, wie Abbildung 7 der Tafel I zeigt, durch Pflanzenwurzeln erfolgen. In der Regel sind alle Laterite als nichtplastische Bildungen bekannt, doch treten ganz speziell bei dem sekundären Laterite plastische Zwischenstufen auf, die ebenso gut als Tone und Lehme bezeichnet werden könnten. Ferner gibt es in manchen Fällen Übergangsstufen zwischen dem sekundären plastischen Laterit und dem primären nicht plastischen Tiefenlaterit, so daß eine scharfe Grenze sehr schwer anzunehmen ist. Die stetig fortschreitende Umwandlung beider Lateritarten erschwert die Unterscheidung sehr.

Zwei Analysen von sekundären Lateritarten, die ich hier anführe, verdanke ich der großen Freundlichkeit des Herrn Professor Dr. O. Brunck. Das Material beider Analysen war ein quarzführender, tonigsandiger (mit 52% Quarz), intensiv violett und rot gefärbter sekundärer Laterit des Placers Lionarons bei Boschland. Eine Schlemmprobe dieses Materials gab u. d. M. nur wenig Aufschluß. Die Hauptmasse ist trüb und undurchsichtig, bei Nicols vollständig

Digitized by Google

dunkel bleibend. Einige rot und gelb gefärbte Blättchen, die zum Teile geradlinige Umrisse zeigen, sind entweder reines Eisenoxyd oder durch Eisenoxyd stark imprägnierte Mineralien, die sich nicht mehr erkennen lassen. Die Quarzkörnchen sind verwittert, abgerundet und meist gelblich gefärbt.

Analyse V wurde von Herrn Cand. rer. met. Gottschalk, Analyse VI von Herrn Cand. rer. met. Nikibin-Freiberg ausgeführt.

	Nr. V.	Nr. VI.
Kieselsäure	58·03%	57·68%
Tonerde	24·04%	22·73%
Eisenoxyd	8·19%	8·98%
Kalkerde	0·59%	—
Magnesia	Spuren	—
Wasser	9·45%	10·60%
Summe	100·26%	99·99%

Diese Analysenresultate zeigen eine große Ähnlichkeit mit denen europäischer Tone und Lehme. Bei den normalen reinen (nicht durch Quarzmehl mechanisch verunreinigten) Tonen und Lehmen ist ein großer Teil der Kieselsäure chemisch gebunden, wogegen bei den alluvialen Lateriten die Kieselsäure fast ausschließlich als mechanisch beigemengter Quarz (hier 52%) vorkommt und daher in Abzug gebracht werden muß. Diese alluvialen Lateritmassen stellen eine vorwiegend aus Tonerdehydrat, Eisenoxyd und nur ganz wenigen Silikaten bestehende Bodenart vor. Wir erkennen hier die vorhandene Tendenz zur Umwandlung der im ursprünglichen feldspatreichen Gestein enthalten gewesenen Aluminiumsilikate in Aluminiumhydrate. Für diese sekundären Laterite findet entschieden eine Anreicherung der Tonerdehydrate statt. Eine chemische Formel läßt sich für diesen sekundären Laterit ebensowenig wie für den primären Laterit aufstellen oder würde für dieses unkonstante Umwandlungsprodukt von geringer Bedeutung sein. Eine ideale Umwandlung würde als Endprodukt einerseits Aluminiumhydroxyde, sekundäre Kieselsäure nebst Eisenoxyden und -hydroxyden, anderseits neue sekundäre kieselsaure *Mg-*, *Fe-*, *K-*, *Na-*, *Ca-* etc. Verbindungen nebst Karbonaten ergeben. Wenn wir auch diese Zersetzungsprodukte wegen ihrer verschiedenen Löslichkeit nicht nebeneinander ausgefällt antreffen können, so haben wir sie doch oder werden wir sie noch

Digitized by Google

als wichtige sekundäre Bildungen in reichlicher Verbreitung kennen lernen.

Vergleiche zum Beispiel als Tonerdehydratbildung die Beauxitkonkretionen pag. 35; als Kieselsäurebildungen die sekundären Quarzgänge pag. 22 und die teilweise Gesteinsverkieselung pag. 37, 55; als Eisenoxyd- und -hydroxydbildungen vorzüglich die Oberflächenlaterite pag. 18 und das Bohnerz pag. 31; als sekundäre kieselsaure *Mg-*, *K-*, *Na-*, *Ca-* etc. Bildungen die Chlorit-, Sericit-, Glimmer-, Epidot-, Amphibol- etc. Vorkommen lateritisierter Gesteine und endlich für die Karbonatbildungen die verbreiteten calcitreichen Schalsteine und Trümmergesteine Surinams.

Der Umstand, daß wir auch in den sekundären surinamischen Lateritvorkommen weniger Tonerdehydratbildungen als in den von Bauer beschriebenen sekundären Lateriten der Seyschellen antreffen, ist wahrscheinlich durch die hier in fast jedem Gestein nachgewiesene starke Imprägnation von Pyrit zu erklären, denn da, wo durch die Verwitterung Sulfate und Schwefelsäure sich bildeten, konnte sich zunächst aus einer sauren Lösung kein oder nur wenig Hydrat bilden. Erst da, wo kohlensäurehaltige Wässer in genügender Quantität vorhanden waren, um aus den schwefelsauren Lösungen die Tonerde zu fällen, fand eine intensivere, ja fast ausschliessliche Ausscheidung von Tonerdehydraten statt.

Dieser Vorgang würde uns die Bildung des auf sekundärer Lateritlagerstätte fleckweise massenhaft angetroffenen Beauxitvorkommens erklären.

Die Ursache der für Surinam konstatierten Lateritbildung beruht in der schnellen und tiefgreifenden Verwitterung der aluminiumsilikatreichen Gesteine durch Schwefelsäurelösungen unter Oxydation der in allen Gesteinen enthaltenen Eisenverbindungen. Und zwar haben wir, abgesehen von dem zum großen Teile mechanisch beigemengten Eisenhydrat, für die eluvialen Laterite hauptsächlich eine Kieselsäureanreicherung und für die alluvialen Laterite eine Tonerdehydratanreicherung.

Wie schon hervorgehoben wurde, dürfte der überall reichlich auftretende Pyrit eine bedeutende Rolle gespielt haben. Der Pyrit hat nicht allein durch seine Gegenwart die Oxydationsstufe der übrigen, daneben vorhandenen Eisenverbindungen in sehr hohem Grade beeinflußt, sondern auch durch eine Schwefelsäurebildung

Digitized by Google

auf die Umsetzung der Silikate stark eingewirkt. Schwefelsäure kann aber auch aus dem durch die Verwesung der Pflanzen entstehenden Schwefelwasserstoff gebildet werden, und so sehen wir, daß auch — dank der üppigen tropischen Vegetation Surinams und der infolge dessen reichlichen Bildung freier Schwefelsäure — die Löslichkeit der gesteinsbildenden Mineralien im hohen Maße gesteigert werden kann.

Nach J. Walther beruht die Lateritbildung vorzüglich auf dem Einfluß der tropischen Regenzeiten mit ihren beständigen Gewittern, welche die Veranlassung zur reichen Salpetersäurebildung geben. Wie erklärt man sich aber bei diesem Vorgange die Bildung der von Passarge beschriebenen eigentümlichen „Laterit nicht bildenden Gesteine" inmitten „Laterit" bildenden? — Leider ist es mir bis jetzt wegen Mangels an Material noch nicht möglich gewesen, einen Vergleich der surinamischen Lateritbildung mit der Lateritisierung feldspatarmer und pyritfreier Gesteine in tropischen Gegenden anzustellen. Ist denn aber die Entstehung von Laterit ohne Vorkommen freier Schwefelsäure überhaupt möglich? Passarge weist darauf hin, daß die bei üppiger Vegetation entstehenden Humussubstanzen eine reduzierende Wirkung haben und deshalb die Bildung der für den Laterit typischen Eisenoxydverbindungen verhindern. Diese reduzierende Wirkung tritt erst ein, nachdem die Schwefelsäure auf die Alkalisilikate lösend eingewirkt hat und die Eisenverbindungen in allerdings leicht reduzierbare Eisensulfate umgewandelt hat. Die Humussäure wirkt auf die Laterite erst dann reduzierend, wenn die Schwefelwasserstoff- respektive Schwefelsäurebildung abnimmt oder aufhört.

Die Entstehung der Laterite alluvialer Natur dürfte daher als eine mit der Entstehung der Alaunsteinlager analoge Bildung zurückzuführen sein. Durch die Bildung von Schwefelsäure, welche entweder durch die Verwitterung des Eisenkieses oder durch Exhalationen von Schwefelwasserstoff und schwefeliger Säure entstand und welche auf die Feldspate der Trachyte und anderer massiger Gesteine einwirkte, entstand ein aluminiumhydroxydreiches Umwandlungsprodukt. [1])

Passarge erwähnt, daß im südafrikanischen Plateau die Erscheinung der „Laterit nicht bildenden Gesteine" noch nicht erklärt

[1]) Vgl. Zirkels Petrographie, 2. Aufl., III, pag. 525.

Digitized by Google

sei. Der Gedanke liegt sehr nahe, daß sie in dem Mangel an Pyrit, respektive an Schwefelsäurebildung zu suchen sein dürfte.

Die pisolithartigen Eisenerzkonkretionen.

Bei der Besprechung der Bildung der Eisenerzlager aus dem Oberflächenlaterit haben wir die pisolithartige Eisenerzkonkretionsbildung erwähnt. Ich möchte an dieser Stelle dies interessante Vorkommen etwas eingehender berücksichtigen; da, wie ich vermute, manche Eisenerzläger, die bis heute durch metasomatischen Entstehungsvorgang — d. h. durch nachträgliche Einwanderung des Eisens, unter Verdrängung früherer vorhandenen Gesteinsgemengteile — erklärt werden, eher in die Reihe der Verwitterungsprozesse und speziell der Lateritisierung von Gesteinen und der dabei stattfindenden Konzentration der Eisenverbindungen zu Eisenerzlagern gehören dürften.

An mehreren eisenreichen, zellig-schlackigen Oberflächenlateriten von Surinam habe ich innerhalb dieser Masse Knollen und deutliche kugelförmige Konkretionen wahrgenommen. Die Abbildung Nr. 1 der Tafel I veranschaulicht ein solches Vorkommen, bei welchem im ganzen Stücke nur zwei kugelförmige und wenige knollenförmige Konkretionen zu ersehen sind.[1]) Haben sich aber durch weitere Verwitterung, unter Fortführung der Tonerde- und alkalischen Verbindungen, nebst Konzentration der Eisenoxydverbindungen recht viele Konkretionen bilden können, so entsteht dann, wie Abbildung 2 und 3 zeigen, ein scheinbarer Erbsenstein, bei welchem die Eisenerzkugeln die Hauptrolle spielen. In häufigen Fällen erscheinen die Kugeln und Knollen als zusammengehäuft und berühren sich. Tritt das tonige Zement ganz zurück oder wird es weggelöst, so erhalten wir jene durch Abbildung 4 und 5 veranschaulichten Eisenerzknollen und bohnerzartigen Konkretionen. Die Dimension der Kugeln variiert sehr, wir kennen sie vom feinsten Schrott bis zu 2 *cm* im Durchmesser.

Von diesen pisolithischen Eisenerzkonkretionen sind ebenfalls mehrere mikroskopische Präparate angefertigt worden.

---

[1]) An einem von Herrn Krause, dem Rostocker geol.-min. Museum geschenkten Lateritvorkommen aus Gabun ist der Beginn pisolithischer Konkretionsbildung ebenfalls sehr deutlich zu erkennen.

Digitized by Google

Ein Dünnschliff des in Fig. 2 abgebildeten Erbsensteins ließ erkennen, daß die Limonitkugeln den charakteristischen schaligen Aufbau (aber ohne Radialstruktur) zeigten. Ganz feine tonartige Lagen liegen manchmal zwischen den einzelnen Schalen und bilden gelbrote Ringe. Diese Lagen sind meist trüb und schließen sich den Konturen der manchmal gekrümmten oder eingebogenen reineren Eisenhydroxydringe eng an. Die Umrisse der Konkretionen sind meist sehr scharf gegen die umgebende Masse abgegrenzt und treten immer deutlicher hervor, je reiner das Eisenoxydhydrat vorkommt. Als Kern, der aber nicht als Ansatzpunkt, wie bei der Oolithbildung gedient hat, finden wir, bei den Knollen und bei den Kugeln, einen Toneisenstein, d. h. trübe amorph erscheinende Massen, die manchmal eine Kieselsäurebreccie aufweisen; bei letzteren dient der Limonit als Bindemittel. Im Quarze waren hie und da kleine Zirkonkryställchen mit zonalem Bau zu erkennen. Bei anderen Kernen sind in einem Netzwerk von Limonit sehr deutliche sekundäre Bildungen (Chalcedon und wahrscheinlich auch Zeolith) mit den sie charakterisierenden Interferenzerscheinungen zu sehen. Die genaue Bestimmung dieser sekundären Bildungen ist wegen ihrer minimalen Größe ziemlich schwer. In den meisten meiner Schliffe herrscht jedoch ganz entschieden der sekundäre Chalcedon und demnach müssen wir wohl annehmen, daß bei den sekundären Eisenerzkonkretionen, die uns beschäftigen, die Verwitterung vorwiegend aus sauren Gesteinen hervorgegangen ist. Nur in einem Kugelkerne fand ich ein kleines Kryställchen sekundärer Hornblende. Obgleich die Knollen und Kugeln der Eisenerzkonkretionen meistens einen Kern besitzen, so sind uns auch solche begegnet, die eine Druse mit ziemlich wohl ausgebildeten krystallinischen Eisenerzaggregaten besaßen (geodenartige Bildung). Bei dem kugeligen Konkretionserz nehmen wir oft Risse und Sprünge wahr, merken aber, daß in den meisten Fällen die abgerissenen oder zersprungenen Partien durch heller gefärbten Limonit oder durch sekundäre Kieselsäure wieder verkittet sind. Bei keinem Vorkommen dieser oolithähnlichen Bildungen ist uns eine radialfaserige Struktur oder bei × -Nicols eine radiale Anordnung krystallinischer Aggregate begegnet.

Die Analyse Nr. VII ist die des pisolithischen Eisenerzes (vgl. Fig. 3), Nr. VIII die der losen Kugel (vgl. Fig. 4 der Taf. I).

Digitized by Google

	Nr. VII	Nr. VIII
Eisenoxyd . .	83·4%	86·9%
Kieselsäure . .	7·0%	3·1%
Tonerde . . .	5·0%	4·0%
Kalkerde . .	1·0%	1·0%
Wasser . . .	4·0%	5·4%
Summa .	100·4%	100·4%

Der Konzentrationsprozeß des Eisens, der bei dieser Konkretionsbildung vor sich geht, kann aber auch auf sekundärer Lagerstätte stattfinden. Eine ähnliche Konkretionsbildung in Zonen des gemäßigten Klimas dürfte die Bildung der Lößkindel sein, bei welcher sich auch die Eisenhydrate im gelösten Zustande zu kugeligen, linsenförmigen oder knolligen Aggregaten zusammenballten. Nr. IX ist die Analyse eines alluvialen Lateriterzes, von Herrn Dr. Heffelman-Dresden ausgeführt.

	Nr. IX
Eisenoxyd	81·28%
Manganoxyd	0·06%
Phosphorsäure	1·88%
Kieselsäure	1·17%
Titansäure	0·04%
Tonerde	6·25%
Nickeloxyd	0·004%
Kalkerde	0·03%
Glühverlust	9·02%
Summa . .	99·734%

In dem sandig-tonigen Lager des Lateritalluviums sehen wir dunkelgefärbte Flecken, die sich schon bei einer flüchtigen Untersuchung als eisenoxydreiche Bildungen zu erkennen geben. Treten nun solche eisenreiche Flecken der Oberfläche näher, so sehen wir, daß sie sich in der Grundmasse immer deutlicher abheben dadurch, daß sie die im Nebengestein enthaltenen Eisenverbindungen zu absorbieren scheinen. Dieser Vorgang gibt sich durch eine Entfärbung des umgebenden Laterits und durch eine stets dunkler rot werdende Färbung der Flecken kund. Ferner erfahren diese spezifisch schwerer gewordenen Partien durch den oxydierenden Einfluß der Atmo-

Digitized by Google

sphäre eine Umwandlung in härtere wasserarme Gebilde, die der Fortführung und Zersetzung größeren Widerstand zu bieten vermögen. Schreitet nun die Konzentration des Eisens weiter vor sich, so erhalten wir nahezu reine Eisenoxyd- und -hydroxydbildungen auf sekundärer Lagerstätte.

Die weitverbreitete Ansicht, daß die älteren oolithischen Erzlager marine Bildungen seien, kommt mir an der Hand der gemachten Erfahrungen in manchen Fällen etwas fraglich vor. Die Ursache der Oolithbildung läßt sich am einfachsten durch noch heute vor unseren Augen sich abspielende Prozesse erklären. Geysirphänomene kommen für diesen Fall nicht in Frage, ebenfalls kann der Ursprung dieses oolithartigen Erzes nicht auf Mineralquellen zurückgeführt werden. Die Annahme Hoffmanns[1]), „daß Eisenoxydhydrate, kohlensaurer Kalk, Kieselsäure und Phosphorsäure dem Meere zugeführt werden und sich konzentrisch um Sandkörnchen ausscheiden, welche durch starken Wellenschlag in dem seichten Wasser beständig aufgewirbelt und schwebend erhalten werden", ist für Oolithlager innerhalb Süßwasserbildungen nicht stichhaltig und für marine Bildungen noch nicht oft genug nachgewiesen worden. (Vgl. auch Rothpletz, „On the formation of oölithe", Amer. Geol., X, 279—282, und Wethered, „The formation of Oölithe", Quart. Journ. Geol. Soc., 1895, LI, pag. 196—209.) Dürften wir nicht in vielen Fällen diese Oolithlager mit oolithartigen Eisenerzkonkretionen, die in jüngeren Formationen vieler Orte (vgl. Literaturverzeichnis unter Medlicott und Blanford, Posewitz, Hermann, Pechuel-Lösche, Kalkowsky, Jannetaz etc.) schon beobachtet worden sind, verwechseln? Die Regelmäßigkeit mancher Eisenerzablagerungen wird oft als Beweis einer unzweideutigen marinen Bildung angeführt. Wenn wir uns die eisenreichen Sedimente des nördlichen Flachlandes Südamerikas vergegenwärtigen, so sehen wir deutlich, daß limnische Ablagerungen ebenfalls eine mehrere hundert Kilometer lange und breite regelmäßige Lagerstätte zu bilden vermögen.

Der oolithartige Beauxit.

Wir können diesen Abschnitt der sekundären Verwitterungsprodukte des Laterits nicht abschließen, ohne das surinamische Beauxitvorkommen kurz zu erwähnen.

[1]) Vgl. Bergt. Ges. Isis. Dresden 1892.

Digitized by Google

Den surinamischen oolithartigen Beauxit, der in Fig. 6 der Taf. I abgebildet ist, trifft man nicht selten, aber bis jetzt in noch nicht abbauwürdiger Quantität an. Er kommt sowohl in den primären als in den sekundären Lateritbildungen vor, und nach meinem Dafürhalten ist er vorzugsweise an Diabas- und Dioritverwitterungsprodukte (Laterite) gebunden. Von Rac à Rac am Surinamfluß ist er z. B. schon dem Prof. K. Martin (vgl. „Bericht über eine Reise nach Niederl.-West-Indien", Bd. II) bekannt gewesen, aber als Kalkoolith — wofür ich ihn zunächst auch hielt — beschrieben worden.

Die Entstehung des Beauxits aus den Gesteinen des Vogelbergs und anderen Gegenden ist in den letzten Jahren von A. Liebrich und M. Bauer (vgl. Literaturverzeichnis und Henatsch, „Über Beauxite und ihre Verbreitung, Inaug.-Diss., Breslau 1879) in höchst interessanter Weise beschrieben worden. Ersterer faßt die Beauxitbildungen als eine Bildung von Hydrargillitkonkretion auf aus der im Anamesit aufgelösten und fortgeführten Tonerde; letzterer als einen Rückstand eines Auslaugungsprozesses, wobei der Hauptsache nach Aluminiumhydroxyd hinterbleibt.

Nachdem ich durch eine ganze Suite von primären und sekundären Verwitterungsprodukten und Lateriten diesen eigenartigen Umwandlungsprozeß zu verfolgen imstande war, fand ich, daß die scheinbar so sehr verschiedene Auffassungsweise genannter Herren sich sehr gut vereinbaren läßt.

Die Bauersche Theorie erscheint zunächst als die einzig richtige; wie könnte sich auch sonst die Anamesitstruktur erhalten, wenn sie nicht mit dem Hydrargillit selbst als Rückstand hinterbliebe? Wir haben aber bei der Eisenerzkonkretionsbildung auf primärer Lagerstätte oft zahlreiche regelmäßig oder unregelmäßig gestaltete Konkretionen im lateritisierten Gestein kennen gelernt und u. d. M. erkannt, daß diese manchmal Reste einer Muttergesteinsstruktur besaßen. Nehmen wir nun an, daß wir statt mit einer Eisenhydroxydlösung mit einer Aluminiumhydroxydlösung zu tun haben, so erklärt sich die Liebrichsche Beauxitkonzentrationsbildung sehr einfach.

Bei den mir bekannten surinamischen Vorkommen haben wir es ganz entschieden nur mit Konkretionsbildungen von Tonerdehydraten zu tun; leider konnten im Konkretionskerne keine Über-

Digitized by Google

reste einer ursprünglichen Gesteinsstruktur mit Bestimmtheit nachgewiesen werden.[1])

Deutliche Übergänge von dem tiefroten, eisenreichen Pisolith zu den immer blässer und eisenärmer werdenden Varietäten des tonigen und schließlich ziemlich reinen Beauxits lassen sich deutlich verfolgen. Die Analysen des in Fig. 6 wiedergegebenen gelblichweißen oolithartigen Materiales ergaben sehr abweichende Resultate. Schon mit dem unbewaffneten Auge erkennt man, daß einige konzentrische Schalen ganz dicht erscheinen, andere ein poröses Aussehen besitzen und durch etwas Eisen gelblich gefärbt sind. Beim Glühen werden diese gelblichen Ringe hellrot. Die Härte war auch so sehr verschieden, daß ich zu der Vermutung kam, daß wohl manche Partien sehr verschiedenartige Zusammensetzungen haben mußten.

Die Schlemmung und Trennung des feingepulverten Materiales mittels schweren Lösungen erteilte nur wenig Aufschluß. Die oolithischen Kugeln als solche bestimmt, ergeben oft wegen der Porosität einiger Schalen und der inneren Hohlräume viel zu niedrige Werte; ich erhielt z. B. das spezifische Gewicht 2·2 bis 2·31. währenddem sie feingepulvert niemals diese Dichte erreichten. Das Zementmaterial war durchgänglich schwerer als dasjenige der Kugeln und entsprach einem mittleren spezifischen Gewichte von 2·534. Eine Durchschnittsprobe von 3 und 5 *g* des feingepulverten kugeligen und zementigen Materials ergab:

7%,	die	einem	spez.	Gew.	von	. .	2·424
59·9%,	„	„	„	„	„	. .	2·564
23·1%,	„	„	„	„	„	. .	2·652

entsprachen. Aus diesem spezifischen, 2·652 schweren Materiale wurden mikroskopische Präparate angefertigt, sie vermochten jedoch nur recht wenig Aufschluß zu geben, die Hauptmasse blieb nur durchscheinend und durch mehr oder weniger Erz gelb gefärbt.

[1]) J. C. Branner („The Bauxite Deposits of Arkansas", The University of Chicago Survey 1897) hat oolithische Beauxitvarietäten am Kontakte von Syenit und paläozoischen Schiefern nachgewiesen; er betrachtet jedoch diesen Beauxit nicht als ein unter normalen Verhältnissen entstandenes Umwandlungsprodukt, sondern als eine Bildung von plötzlich durch Wasser abgekühlten und dadurch zersetzten glutflüssigen Syenitmassen. (?)

Digitized by Google

Erst in einem sehr feinen Dünnschliff des frischen, oolithartigen Vorkommens konnte die Ausscheidung sekundärer Kieselsäure in ganz bestimmter Weise nachgewiesen werden. Die Grundmasse der Kugeln und des Zements besteht aus einer trüben, gelblichen, amorph erscheinenden Substanz. Einige der konzentrischen Schalen, mit Vorliebe die äußersten, sind mit mikroskopisch kleinen Chalcedonindividuen stark imprägniert. Die Zwischenraummasse oder das Zement der Kugeln ist ganz besonders reich an sekundären Kieselsäureausscheidungen. Septarienartige Risse, die ganz quer durch die Kugeln gehen, weisen auch diese partielle Verkieselung auf. U. d. M. läßt sich Kalk nicht nachweisen, obgleich das Gestein stellenweise mit Salzsäure schwach braust.

Die Analysen X, XI und XII gelten nur als rohe technische Analysen; ich führe sie hier an, um zu zeigen, wie sehr abweichend sie voneinander sind. Ein Mittel aus solchen Resultaten läßt sich gar nicht ziehen.

	X	XI	XII
Tonerde . . .	63·3%	48·5%	52·5%
Eisenoxyd . . .	10·5%	21·6%	14·4%
Kieselsäure [1]) . .	7·0%	14·5%	3·1%
Kalkerde . . .	1·0%	1·0%	1·5%
Magnesia . . .	—	—	Spuren
Wasser . . .	17·6%	14·0%	27·6%
Summa	99·4%	99·6%	99·1%

Ich vermeide es absichtlich, für die bei den Analysen erhaltenen Resultate chemische Formeln oder gar mineralogische Bezeichnungen zu geben, denn die bedeutenden Differenzen zwischen den einzelnen Analysen lehren uns, daß wir entschieden mit in Umwandlung begriffenen mineralischen Substanzen zu tun haben.

Das geologische Alter der surinamischen, oolithartigen Beauxite ist wie das der Lateritbildung nur innerhalb sehr weiten Grenzen bestimmbar. Ihre Bildung schreitet in der Gegenwart stetig fort und ist als ein Umwandlungsprodukt der Verwitterung aluminiumsilikatreicher Gesteine zu betrachten. Der Beauxit, den wir in Gegenden der gemäßigten Zone antreffen, ist meist an ältere,

[1]) Die Kieselsäure ist wohl ganz auf die u. d. M. nachgewiesene sekundäre Chalzedonbildung zurückzuführen.

Digitized by Google

tertiäre und Kreidevorkommen gebunden, d. h. an solche Zeiten, wo zum Teile ein tropisches Klima herrschte.

Nutzbarkeit der Laterite.

Die chemischen Analysen Nr. III, V und VI erweisen, daß manche Laterite alle Eigenschaften eines für die Vegetation ausgezeichneten Bodens besitzen, und in der Tat sehen wir auch, daß der Pflanzenwuchs des surinamischen Lateritbodens ein äußerst üppiger ist. Ganz speziell ist der sekundäre alluviale Lateritdetritusboden in der Nähe der Küste sehr vorzüglich und daher auch schon seit mehreren Jahrhunderten als das reichste Plantagenland bekannt. Mir ist die großartige Fruchtbarkeit des surinamischen Bodens selbst im Vergleich zu der schönen Vegetation von Ceylon, Java und anderen Tropengegenden, wo die Lateritbildung keine so bedeutende Rolle spielt, sehr aufgefallen.

Gewisse sekundäre Laterite werden wegen ihrer plastischen Eigenschaft zur Herstellung der sehr beliebten, unglasierten und unpolierten, schmucken Indianer-Wassergefäße benützt. Ferner eignen sich gewisse Lateritvarietäten sehr gut als Ziegelmaterial.

Der harte, sehr eisenreiche Oberflächenlaterit von Rac à Rac wird als Schotter und Pflastermaterial in Paramaribo angewandt.

Es ist mir nicht bekannt, daß die lateritischen Eisenerze von den Eingeborenen verschmolzen werden, wohl aber, daß das pisolithartige Bohnerz von einigen Indianern und den Boschnegern, die „schon" Vorderladergewehre besitzen, als Kugel- respektive Schrotmaterial benützt wird.

Die lateritischen Goldseifen.

Von ganz besonderem Interesse ist der wiederholt konstatierte Goldgehalt der primären und sekundären Laterite. Speziell die, die aus den Amphibol- und Augit-Plagioklas-Gesteinen hervorgingen, sind goldführend.

Die allgemeine Verbreitung dieser lateritischen Goldseifen dürfte in den meisten Fällen dadurch zu erklären sein, daß die goldhaltigen Schwefelmetalle (Pyrite), welche als akzessorische Bestandteile vorzüglich in den Diabasen und Dioriten, aber auch in den krystallinischen Schiefern und Graniten auftreten, die primäre Lagerstätte jener alluvialen Goldseifen bilden. Wie bekannt, sind fast

Digitized by Google

alle Pyrite mehr oder weniger goldhaltig. Das Gold kommt in ihnen als Freigold und als Schwefelgold vor. Die Verbreitung des Pyrits in den Gesteinen wird sich wohl in allen Weltteilen ziemlich gleich verhalten, nur tritt sie uns in tropischen Gegenden, wo die Verwitterung derselben eine intensivere ist, in sehr auffallender Weise entgegen. Auch die massenhafte Fortführung der tauben Verwitterungsmassen im tropischen Klima (alluvialer Laterit) und die Konzentration der durch die Zersetzung des Pyrits entstehenden Eisen- und Goldanreicherung tragen sehr zur Erklärung der irrtümlichen Annahme, daß das Primärgestein vieler tropischen Gegenden goldreicher wäre als in unseren Breiten, bei.

Einen primären Gehalt an Freigold und an goldhaltigen Schwefelkiesen (bis zu 5% Pyrit) habe ich in verschiedenen frischen Diabasen (Placer Victoria, Lionarons etc.) konstatieren können. Die primäre Natur dieser Pyrite indessen geht aus den Dünnschliffen nicht unzweifelhaft hervor. Bei einigen Vorkommen scheint wegen des so reichlichen lokalen Auftretens des Pyrits eine sekundäre Einwanderung stattgefunden zu haben; bei anderen wieder spricht die spärliche, jedoch sehr regelmäßige Einsprengung von Pyrit eher für den primären Ursprung derselben. — Fast überall dort, wo die Grünsteine die krystallinischen Schiefer durchbrechen, findet man in den Lateriten ersterer eine Anreicherung des Goldgehaltes vor. Diese Anreicherung ist oft so bedeutend, daß diese Laterite mit Nutzen abgebaut werden können und daher vom surinamischen Goldbergmann mit Eifer gesucht werden. Eine so auffallende Anreicherung des Goldgehaltes der Grünsteinlaterite im granitischen Massiv habe ich nicht konstatiert. Genau so wie bei der pag. 19 besprochenen Konzentration des Eisengehaltes der Oberflächenlaterite fand auch hier bei der Lateritisierung der Grünsteine eine Konzentration des im Primärgestein enthaltenen Goldgehalts statt, und überall dort, wo eine genügende Zersetzung des Primärgesteins und eine genügende Konzentration der edlen Beimengungen erfolgte, geht heute ein reger Abbau vor sich. In welcher Weise die Konzentration des primären, sehr fein eingesprengten Goldes und des im Pyrit enthaltenen Goldes erfolgte, darüber gibt uns zum Beispiel Dr. Lungwitz in seiner Inaugural-Dissertation: „Über die regionalen Veränderungen der Goldlagerstätten", Rostock 1899, eine sehr interessante Erklärung ab. Lungwitz setzt ein Lösungsmittel organischer Natur voraus, wobei eine Konzentration

Digitized by Google

des Goldes im gelösten Zustande leicht erklärlich wäre. Aber auch die von T. Egleston, „The formation of Gold nuggets and placer deposits“ (Trans. Am. Inst. Min. Eng., 1881, Vol. IX, pag. 633) und H. Wurtz nachgewiesene Löslichkeit des Goldes in einer Lösung von salpetersaurem Ammonium mit etwas Chlorammonium vermischt, ferner von schwefeligsaurem Natrium und Kalium, von Eisenchlorid und von schwefelsaurem Eisenoxyd wären ebenfalls zu berücksichtigen.

Ich glaube, daß für unsere surinamischen Verhältnisse die Anreicherung des Goldes zu Goldklumpen sowohl in den eluvialen als in den alluvialen Seifen auf die Oxydation des Pyrits zu Brauneisen und des dabei entstehenden schwefelsauren Eisenoxyds, welches als Lösungsmittel für das Gold dient, zurückzuführen ist. In den Analysen des einen eluvialen Laterits, habe ich freie Schwefelsäure nachgewiesen, und wie für die Bildung der Laterite, möchte ich hier nochmals aufmerksam machen auf die hervorragende Rolle, welche der Pyrit bei der Bildung vieler tropischen Verwitterungsprodukte gespielt haben muß. Die Entstehung des schwarzen Eisenoxydüberzugs mancher Goldklumpen lateritischer Goldseifen wird durch die Annahme der Goldausscheidung aus güldigen, schwefelsauren Eisenoxydlösungen ohneweiters leicht erklärlich.

Das Material der in situ entstandenen lateritischen Goldseifen — diese trifft man nicht allein im Talbett, sondern auch an den Gehängen und auf den Berggipfeln — besteht aus einem sehr eisenreichen Oberflächenlaterit und tonigem Verwitterungsprodukt, in welchem zahlreiche Eisenknollen vorkommen. Die harten schlackenartigen Konkretionen werden, ehe sie dem Waschprozeß unterzogen werden, zerkleinert. In ihnen findet man manchmal Goldnuggets, die mit einem schwarzen Häutchen von Eisenoxyd vollständig überzogen sind. Die Anreicherung der meist scharfkantigen Nuggets in der eluvialen Lateritseife selbst trifft man etwas oberhalb des Kontakts des Laterithaufwerks mit dem darunter anstehenden Bedrock (Tiefenlaterit).

Den Grad der Konzentration habe ich auf Placer Victoria dadurch festgestellt, daß ich folgende Proben nahm: 1. von wenig zersetzten Diabasen, die mir 0·2 bis 0·6 *g* Gold per Tonne ergaben, 2. von den natürlich aufbereiteten, in situ lateritisierten Massen, die durchschnittlich 3 bis 10 *g* per Tonne ergaben. Unter normalen, nicht zu ungünstigen Verhältnissen ist in Surinam eine Goldseife mit $2^1/_2$ *g* Gold per Tonne „abbauwürdig“.

Digitized by Google

II. Teil.

Die Schutzrindenbildung.

Der Name „Schutzrinde" wird den Gesteinsrinden gegeben, welche das Gestein gegen eine weitere Zersetzung schützen. Die Bildung der dunklen, glasartigen, fettglänzenden Rinden der Gesteine, vorwiegend tropischer Regionen, ist erst in den letzten Jahren das Studienobjekt einiger Geologen und Reisenden geworden. Bis heute sind sie aber nur aus trockenen tropischen Gegenden beschrieben worden und sogar als „Kinder des Wüstenklimas" bezeichnet worden.

Literaturangaben.

R. Beck (Mitteilungen an den Verfasser) glaubt, daß die in der sächsischen Schweiz und anderen Orten oft vorkommende schwarze Verwitterungsrinde des Quadersandsteins, welche stellenweise Fettglanz und Glätte besitzt, nicht als eigentliche Schutzrinde (vgl. v. Streeruwitz) zu bezeichnen ist, weil sowohl Glanz als Glätte einen durch den Wind erzeugten Sandschliff vorstellt.

v. Bary (vgl. Zeitschr. d. Ver. f. Erdk., Berlin 1876, pag. 164). Siehe Pechuel-Lösche.

G. Boehm (Zeitschr. d. deutsch. Geol.-Ges., 1. Februar 1901). In seinen brieflichen Mitteilungen aus den Molukken gibt er an, viele Rollstücke, die wie mit einem schwarzen Lack überzogen sind und speckig in der Sonne glänzen, an der Mündung vieler Bäche angetroffen zu haben. Die Kalke besitzen dann eine entkalkte Schutzrinde, die mit Salzsäure nicht braust.

Bu. Derba (Zeitschr. d. allg. Erdk., Berlin 1860, pag. 477) beschreibt kurz die Erscheinung der schwarzen Gesteine des Plateau des Azgar.

Fraas (Aus dem Orient, Stuttgart 1867, pag. 157) berichtet über die kieseligen braunroten Sandsteine der Bildsäulen Oberägyptens und schwarzbraunen glasartigen Sandsteinblöcke der Steinbrüche von Djebel Achmar. Er betont aber, daß von einer vulkanischen Einwirkung nicht die Rede sein kann und daß bei der Rindenbildung der Gesteine die Verwitterung deutlich von innen nach außen vor sich geht; die äußere Gesteinsrinde verhärtet und der Kern des Blockes erweicht.

Glaser (Zeitschr. d. Ver. f. Erdk., Wien 1887, pag. 24) erwähnt nur kurz die schwarzen Gerölle der Ebenen Arabiens.

Goldschmidt (Über Wüstensteine und Meteoriten. Tschermaks Min. und petr. Mitt. 1895, XIV, pag. 140) hat auf seinen Reisen in der Sahara keine eigentlichen Rinden, die einem geschmolzenen Schlackenglase gleichen, angetroffen, wohl aber dunkle Färbungen und Schwärzungen, die wahrscheinlich in der Bildung eines Eisen- und Mangansilikats oder eines solchen mit Oxyd gemischt beruhen.

Digitized by Google

Gürich (Überblick über den geol. Bau des afrikanischen Kontinents, Peterm. Mitt., 1887, pag. 261) spricht von der eigentümlichen Überkrustung von einzelnen Blöcken, namentlich vom Sandstein aus der Gegend von Mursuk, Rhat, Themassinin, Tibesti und Agadem.

v. Humboldt (Reisen in die Aquinoktial-Gegenden, Bd. IV) fand beim Granit von Atures am Orinoko schwarze Krustenbildungen, die ihre Entstehung dem Kohlegehalt der Hornblende zu verdanken haben.

Kalkowsky (Die Verkieselung der Gesteine in der nördl. Kalahari., Mitt. a. d. kgl. Min. geol. Mus., Dresden 1901, pag. 64) macht aufmerksam, daß der Salzpelit von Ntschokutsa von einer Kruste bedeckt ist, die sich als ein äußerst hartes, zähes und schwer zersprengbares Gestein von grünlicher bis schwärzlicher Farbe darstellt. Bei der Bildung der Kruste sind viel Kieselsäure und etwas Eisen zugeführt, dagegen Tonerde, Magnesia, Natrium und viel Wasser weggeführt worden. Die Kruste soll also ein Kieselgestein, das durch hydatogene Metamorphose aus dem Salzpelit hervorgegangen ist, vorstellen; ihre Chalzedon-Grundmasse ist eine Pseudomorphose nach dem Silikat des Salzpelites; die Kieselsäure wäre organischen Ursprungs.

G. Linck (Über die dunklen Rinden der Gesteine der Wüste, Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch., 1900) beschreibt das Vorkommen der dunklen Rinden vieler Gesteine in der Nubischen Wüste zwischen Wadi Halfa und Abu Hamed. Er betrachtet die Rinde der Wüstengesteine als ein Produkt der chemischen Verwitterung unter den besonderen Verhältnissen des tropischen Wüstenklimas und zerlegt die Vorgänge der Rindenbildung, wie Walther es auch tut, in vier Phasen: 1. Imprägnation der Gesteinsoberfläche mit Tauwasser, 2. Auflösung und Zersetzung vorhandener Mineralien unter der erhöhten Wüstentemperatur, 3. Oxydation der Lösung unter Beihilfe der im Wasser gelösten salzigen Bestandteile der Luft und 4. Austrocknung und Krystallisation der neugebildeten Verbindungen durch die Sonne.

Pechuel-Lösche (Das Kuilugebiet, Peterm. Mitt., XXIII, pag. 12), v. Bary, Wißmann und v. Humboldt schildern Ufergesteine, welche an den vom Hochwasser berührten Stellen braunschwarz aussehen, und solche Gesteine, die mit einer Verwitterungskruste bedeckt sind. Diese Überzüge und Krusten gehören aber nicht zu den sogenannten Tropenrinden, sondern zu den Absätzen wässeriger Lösungen und zu Verwitterungserscheinungen; Lateritisierung zum Teile.

Martin (Reise nach Niederl.-Westindien, 1888, II, pag. 152) beschreibt ein Diabasvorkommen von Surinam mit einer glänzend schwarzen Verwitterungsrinde, die wie mit einem Harnische bedeckt ist. An Gesteinen der archäischen Schichtenreihe, die zu Zeiten vom Wasser bedeckt sind, hat er dieselbe Verwitterungsrinde (bestehend aus Eisenoxyd und Manganoxyd) beobachtet. Er hebt hervor, daß sie den Graniten durchaus fehlt, ein nicht zu unterschätzendes Hilfsmittel für die Abgrenzung der Formationen bei flüchtigen Rekognoszierungen.

Obrutschew (Über die Prozesse der Verwitterung und Deflation in Zentralasien, Verh. russ. Min.-Ges., St. Petersburg 1895, pag. 229, und N. Jahrb.

Digitized by Google

für Min., Geol. u. Pal., 1897, II, pag. 469) hat die Rinden auf den Gesteinen der Wüsten Zentralasiens oft angetroffen, aber nur bei härteren Gesteinen. Er glaubt, daß sich die Rinden auf Kosten des in den Gesteinen enthaltenen Eisens und der Kieselsäure bilden, welche mit noch nicht genau erforschten Mitteln und Wegen auf die Oberfläche hinausgezogen werden. Der Glanz der Rinden soll von der Politur, welche sie durch den Lößstaub erfährt, abhängen.

Overweg (Zeitschr. der Deutschen Geol. Ges, 1851, pag. 100) schreibt: „Zwischen dem Wadi el Hessi und dem W. Schiati (südlich der tripolitanischen Hammada) ist eine Region pechschwarzer Felsen. Das Gestein ist ein Sandstein, teils durchdrungen von Eisenerz und dann ganz schwarz oder braun, teils schneeweiß und nur an der der Luft ausgesetzten Oberfläche mit einer dünnen, glänzend schwarzen Kruste versehen. Solche Sandsteine täuschen jeden Reisenden."

Oudney schreibt auch: „The external surface of this sandstone soon acquires a shining black like basalt, so much so that I have several times been deceived, till I took up the specimen."

Passarge (Adamana, Berlin 1895, pag. 15, 394; Bericht über die Expedition des deutschen Kamerunkomitees, Berlin 1895, pag. 39) beobachtete bei Kassa glänzendrote bis fingerdicke Krusten auf Sandsteinfelsen. Zuweilen war die Oberfläche dieser Gesteinskrusten wulstig und knollig. Nach seiner Auffassung ist nur ein kleiner Teil der von Walther auch Schutzrinden genannten Wüstenrinden als eine homologe Bildung mit den Lateritkrusten aufzufassen, der größere Teil ist anderer Natur. „Die Wüstenrinden stellen Einlagerungen in das Gestein und nicht „Auflagerungen auf dasselbe" vor."

Philips (The red sands of the Arabien Desert., Quart. Journ. Geol. Soc., 1882, pag. 110) gibt die Resultate der Analysen des rötlichen Sandvorkommens zwischen Jof und Haïl in der arabischen Wüste. Der dünne Überzug der Sandkörner besteht aus Eisenoxyd und rührt nicht etwa von im Quarze vorhandenen Eisenverbindungen, die sich an der Oberfläche konzentriert hätten, her, sondern von den eisenreichen atmosphärischen Niederschlägen.

Rohlfs (Peterm. Ergänzungshefte, XXV, pag. 18) erwähnt die schwarzgefärbten Gesteine des Tummogebirges.

De Rozière (Description de l'Egypte, 1813, pag. 567: De la constitution physique de l'Egypte) hatte schon am Anfang des vorigen Jahrhunderts auf die eigentümlich rötlich gefärbten Sande der ägyptischen Wüste aufmerksam gemacht.

Russegger (Geognostische Beobachtungen in Ägypten, N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal., 1883, pag. 630) berichtet über die Rinden der Sandsteine Nubiens „als einer vollkommen zu Schlackenglas geschmolzenen Strate, die schwer verwittert und deren schwarze Trümmer alle Gehänge bedecken". Ferner erwähnt er die kugelförmigen Konkretionen des Sandsteins und sagt, daß toniges Eisenoxyd mit Sand gemengt den gelblichroten lockeren Kern

Digitized by Google

bilden, währenddem ein festerer Eisensandstein die konzentrische Kruste bildet.

R. Sachsse (Beiträge zur chemischen Kenntnis der Mineralien, Gesteine und Gewächse Palästinas, Zeitschr. d. Deutschen Palästinavereines, XX, Heft 1, pag. 6) sagt von der Bildung der schwarzen Mangankrusten auf dem Dolomit des Toten Meeres, daß sie als Verwitterungsrückstand der oberflächlichen Karbonate, welche infolge der oxydierenden Wirkung der Luft, unter Freiwerden der Kohlensäure, Eisen- und Manganoxydverbindungen absetzen, aufzufassen ist. — Unter dieser Kruste befindet sich gewöhnlich eine gelbgefärbte Zone von stark zerfressenem und porösem Dolomit, während das Zentrum des Blocks relativ dicht und graugefärbt erscheint.

O. Schomburgks (Reisen in Guiana und am Orinoko, Leipzig 1841, pag. 273) erwähnt, daß gewisse Gerölle durch einen schwarzen Überzug von Manganerz ganz eigentümlich aussehen.

In Schweinfurths „Aufnahmen in der östlichen Wüste von Ägypten", 1899, Lfg. I u. II, findet man einige Angaben, wie z. B. „schwarze Kuppe" bei Om Qamer; dann bei Mufflon Hügel „kleine Hügel von schwärzlichem Sandstein"; östlich vom Fourtan Berg „Schwarze Felsen", welche alle auf schwarze Rindenbildung hindeuten.

Sickenberger (Zeitschr. d. Deutschen Geol. Ges., Berlin 1889, pag. 314) führt die Bildung der Schutzrinden Ägyptens auf die starke Erhitzung und den großen und raschen Temperaturwechsel des kohlensauren Kalkstaubs, welcher dabei etwas Kohlensäure verliert, zurück. Letztere wirkt bei Gegenwart von Wasser auf die amorphe Kieselerde ein und bewirkt die Bildung von kieselsaurem Kalke, der als Schutzrinde dient.

Sommerfeldt (Neues Jahrb. für Min., Geol. und Pal., 1902, Heft I, pag. 56) referiert über die von G. Linck in der Nubischen Wüste angestellten Beobachtungen betreffs der dunklen Rindenbildung der Gesteine.

V. Streeruwitz (aus briefl. Mitt. an den Verfasser) sagt, daß er bei Mies in Böhmen, also in entschieden gemäßigter Zone, schwarze Überzüge auf Gesteinen fand; sie besaßen anscheinend vollständig den Charakter der Schutzrinden, Glätte und Fettglanz. Über die Entstehung der Schutzrinden nimmt er an, daß Mangan die oder eine der Ursachen sein dürfte. An der Hand einiger Experimente stellte er fest, daß die durch Regen rot und rauh gewordene Schutzrinde in einer ozonisierten Atmosphäre in mehreren Wochen wieder schwarz wurde, ohne den Fettglanz zu gewinnen, während die daneben in nicht ozonisierter Luft gehaltenen Stücke noch rot waren und daß die Versuchsstücke absolut manganfrei waren.

Stromer von Reichenbach (Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika, 1896, pag. 5) erwähnt die von Passarge beobachteten eisenschüssigen Krusten, die oft an nackten Felsen und an der Oberfläche von Lateriten angetroffen werden.

Vogel (Peterm. Mitt., 1885, I, pag. 244, 253, 256) schreibt, daß die schwarzen Berge bei Sokna aus gelbem Sandstein mit Eisen schwarz gefärbt bestehen.

Digitized by Google

„Schwarz sind alle Felsen in der Sahara und im Tibbulande, aber nicht vulkanischen Ursprungs. Alles ist mit Eisen gefärbter Sandstein."

Walther (Die Denudation in der Wüste, Leipzig 1891) hat sich eingehend mit den braunen Schutzrinden der Gesteine beschäftigt. Ihre Bildung soll nach ihm in einem gewissen Zusammenhang mit dem Ozongehalt der Wüstenluft stehen. — Er schreibt z. B.: „Im allgemeinen finden wir Kalk hell bis dunkelgelb; Sandstein, Dolomit dunkelbraun; manchen Granit, Jaspis, Feuerstein schwarz gefärbt" und schließt daraus, daß die Farbe der Rinden desto dunkler ist, je mehr Kieselsäure das Gestein enthält, daß aber die färbenden Mangan- und Eisenteile nicht aus dem gefärbten Gestein stammen. — (Die nordamerikanischen Wüsten. Verh. der Ges. f. Erdkunde, 1892.) Hier schreibt er pag. 59, daß die „braune Schutzrinde" oder „Wüstenlack" auch weitverbreitet in den Wüsten von Nordamerika vorkommt, daß sie aber „nicht" unter Mitwirkung von Wasser entstehen und daß sie da abgerissen und entfernt werden, wo Regenwasser hingelangt. — (Ergebnisse einer Forschungsreise auf der Sinai-Halbinsel und in der arabischen Wüste. Verh. der Ges. f. Erdkunde, 1888, pag. 251.) Hier hebt er hervor, daß die Bräunung oder Bildung einer braunen Schutzrinde keinen Zerstörungsproceß des Gesteins vorstellt. — (Das Gesetz der Wüstenbildung. Berlin 1900. Schutzrinden pag. 20—24, 29, 33, 35, 54, 99, 101, 102.) Hier betont er ausdrücklich, daß die braune Schutzrinde als „Leitfossil" für ein dauernd oder periodisch trockenes Klima betrachtet werden kann. Die Eigenfarbe des Gesteins spielt bei der Färbung der Rinden fast keine Rolle, denn weiße und rote Sandsteine bei Kairo sind gleichmäßig gebräunt. Die chemische Zusammensetzung der Rinde durchläuft alle Mischungsverhältnisse von einem fast reinen Eisenoxyd bis zu einem fast reinen Manganoxyd.

Wheeler (Peterm. Mitt., XXII, pag. 337) schreibt: Merkwürdig ist, daß oft auf weite Strecken hin Felsen und Geröll an der Oberfläche schwarz gefärbt sind, gerade wie mit einem schwarzen Firnis überzogen. Die einfachste Erklärung scheint die zu sein, daß manganhaltige Wässer einen Überzug von Manganoxydul auf den Gesteinen zurückließen, der sich allmählich unter Kohlensäureverlust und Sauerstoffaufnahme in Peroxyde verwandelte. Die Granite, welche einen amethystfarbenen Quarz als Gemengteil haben, zeigen den schwarzen Überzug am meisten.

Wißmann (Unter deutscher Flagge quer durch Afrika, 1889, pag. 15, vgl. Pechuel-Lösche).

Zittel (Beiträge zur Geologie und Paläontologie der libyschen Wüste, Paläontographica, 1883, XXX, pag. 58, 59) berichtet über die Sandsteine, die eine schwarze Färbung haben, und sagt, daß die Hammaden bei Regenfeld manchmal ganz den Eindruck machen, als ob sie mit Basalt oder Lavablöcken überstreut seien. Am Kongofluß fand er ähnliche Vorkommen. Er gibt das Resultat der Analyse einer schwarzen Kruste auf nubischem Sandstein der libyschen Wüste an.

Digitized by Google

Da es mir vergönnt war, diese charakteristischen Rindenbildungen auch in Surinam — d. h. im sehr feuchten, tropischen Klima — nachzuweisen, so erlaube ich mir die hierüber angestellten Untersuchungen kurz zu schildern und sie als Beitrag zur Entstehung der Schutzrinden vorzulegen.

Ich habe sie sowohl auf Graniten als auf Diabasen, Amphiboliten, krystallinischen Schiefern, Quarziten und Quarzen angetroffen, und ziemlich überall sind ihre optischen Merkmale dieselben. Die Schutzrinde hat eine gelbrote, braune bis schwarze Farbe, besitzt einen eigenartigen Fett- oder Glasglanz und gibt auf der matten Porzellanscheibe einen hellgelben bis dunkelbraunen Strich. Zu diesen Eigenschaften gesellt sich noch die hohe Härte und bei feinkörnigen Gesteinen die auffallend glatte Oberfläche.

Auf den Rindenbildungsprozeß selbst werde ich am Schlusse der Betrachtungen über die mikroskopischen Untersuchungen etwas eingehender zurückkommen; es sei nur kurz erwähnt, daß er nicht allein in der chemischen Wirkung der atmosphärischen Niederschläge beruht, sondern wohl hauptsächlich in der Kapillarwirkung der direkten oder indirekten Insolation zu suchen ist.

In den Wüsten und wasserarmen Gegenden wird der Tau die Stelle des im feuchten Tropenklima wirksamen Regenwassers vertreten. In den regenreichen Tropen befinden sich die Gesteine ununterbrochen mit den Lösungen in Berührung. Die Verwitterung oder Veränderung der Mineralaggregate geht umso schneller vor sich, je intensiver und länger das Mineral von der Lösung berührt und je höher die Temperatur ist. Um den Ausführungen der Wüstenreisenden, die die Rindenbildungen nur in regenarmen Tropen zu finden glauben, näher zu treten, gebe ich gern zu, daß diese Krusten vorwiegend während der sogenannten Trockenzeit entstehen. Aber selbst in der Trockenzeit[1]) ist die Luft mit Wasserdampf reichlich versehen und, wie die folgende Tabelle aufweist, sind auch in dieser Zeit die atmosphärischen Niederschläge nicht unbedeutend.

Regenfall zu Paramaribo (Surinam) in den Jahren (in Millimeter angegeben):

[1]) Die große Trockenzeit dauert von August bis Ende November; die kleine Trockenzeit von Mitte Februar bis Mitte April.

Digitized by Google

	1896	1897	1898	1899	1900	1901
Jänner . . .	113·6	47·2	155·6	171·6	235·1	76·9
Februar . . .	86·8	99·8	194·4	39·4	328·0	106·7
März . . .	203·4	38·3	320·9	177·2	322·1	257·0
April . . .	158·6	227·4	362·4	36·3	223·4	271·5
Mai	346·4	377·4	233·7	120·8	371·8	316·9
Juni	330·0	337·7	349·8	313·7	210·4	234·2
Juli	135·2	208·3	220·4*	144·1	87·3	179·7
August . . .	133·2	136·4	173·8*	59·1	129·8	205·2
September . .	80·7	122·0	48·5*	21·5	32·6	101·1
Oktober . . .	58·0	74·3	73·5	46·5	156·2	117·7
November . .	205·4	399 3	60·7	64·0	134·3	203·0
Dezember . .	166·1	198·6	130·8	45·9	114·4	220·9
pro Jahr .	2018·4	2266·7	2324·5	1240·1	2395·4	2290·8

Die mit * bezeichneten Angaben sind auf Placer L. en F. de Jong angestellt worden, da zu dieser Zeit keine Beobachtungen in Paramaribo stattfanden.

Die surinamischen Gesteine mit Rindenbildung wurden in Dünnschliffen auf ihre Zusammensetzung und Umwandlung untersucht. Bei der mikroskopischen Untersuchung dieser scheinbar gleich aussehenden Schutzrinden stellte sich nun bald heraus — was im voraus zu erwarten war —, daß das ganze Gestein auch weitab von der Rinde Verwitterungserscheinungen zeigt, daß aber die Rinde sich manchmal auf relativ unzersetztem Gestein und meistens auf sehr zersetzten Massen zu bilden vermag. Ich habe mir den Bildungsvorgang dieser demnach wohl verschiedenen Rinden etwa folgendermaßen vorgestellt: Einmal haben wir Rinden, die infolge einer geringen oberflächlichen Oxydation und Anreicherung der eisen- respektive manganreichen Gesteinsmineralien oder infolge der eisen- und manganreichen atmosphärischen Niederschläge entstanden; ein anderesmal Rinden, die sich erst dann bildeten, als das Gestein ein gewisses Stadium der Verwitterung angenommen hatte, und die sich als ein Konzentrationsprodukt, welches durch kapillare Wirkung, d. h. durch Anziehung nach der obersten Oberfläche der im verwitterten Gestein zirkulierenden Lösungen entstanden, bezeichnen lassen würden. Ihre Bildung geht deutlich von innen nach außen. In Anbetracht dieser auch makroskopisch erkennbaren Unterschiede schlage ich vor, die

Digitized by Google

Schutzrinden in epachorische (von $\alpha\chi\omega\rho$ = der Schorf) und in anachorische einzuteilen.

Obgleich ich selbst sehr gut einsehe, daß mich folgende Untersuchungen noch zu keinem abschließenden Resultate gebracht haben, so erlaube ich mir doch diese Beobachtungen über die Entstehung der Rindenbildungen zu veröffentlichen, weil ich nirgends in der Literatur ähnliche Mitteilungen antreffe, und weil sie vielleicht den einen oder anderen Forscher oder Reisenden interessieren dürften.

Für jede Bemerkung und Berichtigung bin ich zu großem Danke verpflichtet.

Die Eisen- und Manganüberzüge, welche als Absatz wässeriger Lösungen entstanden, sind nicht als eigentliche Schutzrinden zu betrachten, denn sie sind nicht an klimatische Verhältnisse gebunden und vermögen sich überall zu bilden. Auch beruhen sie nicht auf einer Umsetzung der Gesteinsmineralien, welche sie bedecken. Manchmal kommen sie jedoch in Vergesellschaftung mit epachorischen Rinden vor und sind beim ersten Anblick von letzteren schwer zu unterscheiden.

Mikroskopische Untersuchungen einiger epachorischen Schutzrindenbildungen Surinams.

Nr. 1.[1]) Der grobkrystallinische Granit von dem Landungsplatze des Boschnegerdorfs Misalibikondre am Saramaccafluß.

Dieser Granit zeigt eine sehr deutliche und charakteristische, fettglänzende, sehr harte epachorische Schutzrinde von hellbraunroter Farbe. Der Strich, den man beim Reiben der Rinde auf einer matten Porzellanscheibe (sogenannten Strichtafel) erhält, ist gelblichbraun und spricht in der Hauptsache für Limonit. Die chemische Probenahme solcher Rinden läßt sich mit Erfolg nur ganz selten vollziehen. Die Rinden sind in der Regel so dünn und mit dem Gestein so innig verschmolzen, daß sich schon beim Schaben derselben kleine Mineralsplitterchen loslösen und daher ganz falsche Analysenresultate ergeben. Vor dem Lötrohre (v. d. L.) in der Boraxperle konnte ich nur die Eisenoxydreaktion nachweisen.

In dem noch verhältnismäßig sehr frischen Handstücke dieses Gesteins findet man recht große Orthoklasausscheidungen, doch tritt der Quarz hinsichtlich seiner Verbreitung noch stärker hervor. Biotit und Feldspat finden sich in ungefähr gleicher Menge. Titaneisen kommt nur spärlich vor. Der sekundäre Epidot, der in allen Dünnschliffen mehr oder weniger sparsam vertreten zu finden ist, gibt uns gewissermaßen einen Maßstab zur Beurteilung des Umwandlungszustandes. Bei dem Schliffe, wo die Schutzrinde erhalten geblieben ist, sieht man zwischen den einzelnen Gesteinsbestandteilen eine sehr oberflächliche Infiltration von gelblicher

[1]) Die Nummern beziehen sich auf die in der Rostocker geol. Sammlung befindlichen Handstücke.

Digitized by Google

Eisenoxydmasse. Verfolgt man die Umbildung, die von der Rinde nach dem frischen Kern stattfindet, so ist man erstaunt, selbst u. d. M. gar keine bedeutende Umwandlung wahrzunehmen. Die Feldspate zeigen noch in der unmittelbaren Nähe der Schutzrinde scharfe Umrisse und Zwillingsstreifung; nur hie und da sind sie von kleinen Sericit- und Epidotnädelchen durchwachsen. Deutlich auskrystallisierte Apatitnädelchen kommen mit letzteren auch vor. Von den Feldspaten ist der seltenere Mikroklin am widerstandsfähigsten gewesen und zeigt keine oder nur ganz minimale Umsetzungen an. Biotit ist gar nicht oder nur sehr wenig verändert und behält seine dunkle Farbe. Eine Umbildung in Chlorit war mit Bestimmtheit nicht nachzuweisen, wohl aber stellenweise eine geringe Epidotbildung. Der Rindenquarz besitzt außer einer starken Zerspaltung und regellosen Zerklüftung eine graue Trübung, die sich bei stärkerer Vergrößerung als eine meist schnurenförmig angeordnete Bildung von Flüssigkeitseinschlüssen entpuppt. Es scheint, als würde die Verwitterung von den Einschlüssen ausgehen. Als Einschlüsse des Quarzes wären noch Apatit und recht wenige Rutilmikrolithen zu erwähnen. Da, wo die Zerklüftung des Quarzes stärker auftritt, ist auch die Eisenoxydausscheidung bedeutender, und in den gelblichrot gefärbten Auflockerungsspalten des Quarzes bemerken wir nicht selten kleine Anhäufungen von trübem Epidot und Titanit. Außer dem Eisenoxyd, welches als undurchsichtiges Netzwerk auftritt und die Rindenbildung in der Hauptsache bedingt, konnten keine neuen sekundären Mineralien, die im Gesteinskern nicht vorhanden waren, konstatiert werden. Vielleicht liefert der Epidot, welcher direkt unter der Eisenoxyddecke etwas häufiger als im Gesteinskern vorkommt, einen sehr schwachen Beitrag zur Rindenbildung.

Nr. 2. Der mittelfeinkörnige Granit von Mamadam am Saramacca.

Seine dunkel rötlich-braune bis schwarze epachorische Schutzrinde ist trotz der rauhen Oberfläche stark glänzend und sehr hart, mit einem scharfen Messer kaum zu ritzen. Der Strich auf der Porzellantafel ist gelb, mit einem Stich ins Bräunliche. Der harte Gesteinskern ist wegen der relativ geringen Umsetzung sehr frisch erhalten geblieben; in ihm sind alle Gesteinsgemengteile recht deutlich zu erkennen. Der nicht verblaßte, frische Biotit und der Muskovit treten in gleicher Verbreitung auf. Quarz mit Apatiteinschlüssen ist reichlich vorhanden und von den Feldspaten ist der Plagioklas nur ganz selten vertreten. Das Magneteisenerz kommt sowohl fein eingesprengt als in poröseren Individuen vor.

Mit der Rindenbildung hat keine nennenswerte Umwandlung der Gesteinsmineralien stattgefunden. Am meisten haben vielleicht die ganz nahe der Oberfläche gelegenen Feldspate gelitten, ihre Zwillingsstreifung ist nicht mehr sehr deutlich wahrzunehmen. Die Sericitisierung der Feldspate hat nach Orientierung der beiden Spaltungsrichtungen stattgefunden. Fast scheint es mir, als ob die Feldspate unmittelbar unterhalb der Gesteinsoberfläche eine Sericitanreicherung, stärker als bei Nr. 1, zeigen würden. Allerdings sind im ganzen Schliffe (2 *cm* breit) sichere Sericiteinschlüsse als bei dem Granit Nr. 1 zu konstatieren. Der starke Oxydationsprozeß, der an der Gesteinsoberfläche stattfindet, trägt dazu bei, eine rasche Umsetzung des Magnetits in eine für das Gestein schützende Decke von Eisenoxyd und Eisenhydroxyd zu bilden. Der so entstehende Limonit dringt dann zwischen die oberflächlichen Mineralien und in die Sprünge derselben ein und

Digitized by Google

verleiht ihnen dadurch eine dunkle Färbung. Ob die Umsetzung des Kalifeldspats in Epidot und Sericit auch zur Rindenbildung einen kleinen Beitrag geliefert hat, kann mit Sicherheit nicht behauptet werden; auf jeden Fall aber ersetzt sozusagen der Limonit recht gern den Epidot nahe der Rinde und wandelt ihn bald in eine rotbraune undurchsichtige Masse um.

Nr. 3. Der glimmerreiche mittelfeinkörnige Granit von Oumankondre sieht wegen des großen Biotitreichtums dunkel aus. Dies Stufenstück ist deswegen von besonderem Interesse, weil es zwei verschiedenartig aussehende Rindenbildungen aufweist. Es stellt nämlich die ganze Mächtigkeit einer granitischen Verwitterungsschale vor. (Die schalenförmige Absonderung [Desquamation] der Granite, Diorite und Diabase gilt in Surinam für eine sehr häufige Verwitterungserscheinung.) Die eine Rinde, die die oberste Lage der Schale bildet, besitzt eine dunkelschwarze, glänzende, sehr dünne epachorische Rinde mit bräunlichem Striche.

Der Gesteinskern unterhalb dieser Rinde ist frisch erhalten und zeigt u. d. M., daß Feldspat und Quarz in ungefähr gleicher Verbreitung auftreten, daß der reichliche Biotit den Muskovit stellenweise ganz überdeckt und daß daher dies Gestein als ein Granitit angesehen werden dürfte. Magneteisenerz kommt in wohl ausgebildeten großen Individuen vor.

Die untere Rinde, d. h. die konkave Seite der Granitschale, zeigt eine etwas andere Beschaffenheit; sie ruht auf einem weicheren und zersetzteren Gesteinskern. Um sich diese tiefere Zersetzung des Gesteins, die wir vor uns haben, zu erklären, müssen wir annehmen, daß diese anachorische Rinde sich nur langsam zum Schutze des Gesteins zu bilden vermochte und daher auch etwas anderer Art wurde. Die Unebenheiten dieser anachorischen Rinde können wir bei der epachorischen Rindenbildung desselben Handstückes nicht konstatieren; sie wird durch die partielle Auflösung der oberflächlichen Feldspate und das Stehenbleiben des Quarzgerippes bedingt. Die widerstandsfähigsten Körper heben sich aus der Grundmasse hervor, und zwar umso deutlicher, je gröber die Gesteinsstruktur ist. Als Zement tritt vorzugsweise der sekundär gebildete Limonit auf. Die Feldspate der anachorischen Rinde zeigen eine Trübung, die durch ihre Umwandlung in vorwiegenden Sericit und etwas Epidot hervorgerufen wird. Bei der epachorischen Schutzrindenbildung dagegen war die Umwandlung des Feldspats unterhalb der Limonitrinde nicht wesentlich auffallender als im Gesteinskern.

Nr. 4. Der granatführende Glimmerschiefer von Tafra am Surinamflusse.

Dieser dunkle Biotitschiefer, der große Bänke im Flusse und am Ufer bildet, zeigt eine schalenförmige Verwitterung und schuppenförmige Abblätterung der sich stetig erneuernden Rindenbildung. Die granatfreien oder -armen Partien dieses Schichtensystems zeigen eine schwarze, völlig glatte, fettglänzende Schutzrinde. Die granatreichen Varietäten sehen blatternarbig aus, da die roten Granaten wie Warzen hervortreten. Obgleich letztere, wie das ganze Gestein überhaupt, mit einer sehr dünnen schwarzen Rinde überzogen sind, so sondern sie sich wegen des in der Sonne rötlich-schwarzen, schimmernden Speckglanzes scharf ab. Der Rindenstrich ist hellgelb und die v. d. L. vorgenommenen Reaktionen gaben nur Eisenoxydfärbung an.

Digitized by Google

Trotz wiederholten Versuchen, Dünnschliffe mit Erhaltung der Rinde anzufertigen, gelang es doch nicht, diesen sich in so dünnen Schüppchen ablösenden Überzug auf ein mikroskopisches Präparat zu übertragen. Die besten Schliffe zeigen selbst am äußersten Rande des Kernes keine Entfärbung der Biotitschüppchen. Die Quarzkörner sind durch reihenförmig gruppierte Flüssigkeitseinschlüsse und unbestimmbare Mikrolithe getrübt. Das Titaneisenerz besitzt nur selten einen Titanithof. Die scharf begrenzten Almandine sind durch unregelmäßige, dunkel erscheinende Risse gespalten; sie haben zentral stark angehäufte Quarzeinschlüsse und dunkelumränderte Hohlraumbildungen. Die Rindenquarz- und Granatkörner, sowie die Biotitschuppen sind gern von sekundärer Eisenoxydbildung umgeben, und es erscheint, als würde diese schwach angedeutete Vererzung der Mineralaggregate einen wahren Schutz gegen tiefergreifende Umwandlung bilden.

Bei der Beurteilung der zur Bildung von Schutzrinden erforderlichen Zeit können als Beispiel die stetig sich erneuernden Schutzrinden dieses Biotitschiefers der Insel Tafra gelten. Während der Regenzeit wird die Eisenoxydrinde stark hydratisiert und zum Abblättern gebracht. Die Rindenbildung kann hier als eine sehr rapide bezeichnet werden, denn sie vermag sich von einer Regenzeit zur anderen zu erneuern.

Nr. 5. Der biotit- und feldspatreiche Granit von Moria hat eine tiefschwarze, epachorische Schutzrinde. Mit dem Messer läßt sie sich leichter ritzen als die vorhin beschriebenen, sie gibt auf der Strichtafel einen braunen Strich; v. d. L. ist eine schwache Manganreaktion durch die leichte Rosafärbung der eisenoxydreichen Boraxperle wahrzunehmen.

Makroskopisch und mikroskopisch sieht das von dieser Rinde bedeckte Gestein noch sehr frisch aus. Die geringen Verwitterungs- und Umwandlungserscheinungen der Kernmineralien, z. B. vom Biotit in wenig Chlorit und etwas Epidot und vom Feldspat in eine sehr geringe Imprägnation von kleinen Epidot- und Sericitindividuen, machen sich in der Nähe der Rinde nicht viel deutlicher merkbar als im Kerne. Allein das Magneteisen und die eisenreichen Biotite sind in der Rinde und nur direkt unterhalb derselben in Limonit, respektive in eine braune und bräunlichschwarze Masse umgewandelt. Diese Limonitausscheidung hat sich auf die Rinde des Gesteins beschränkt, denn schon wenige Millimeter unterhalb derselben sind mikroskopische Infiltrationen von Eisenoxyd zwischen den einzelnen Mineralindividuen nicht mehr zu konstatieren. Auch hier beruht die Bildung dieser epachorischen Schutzrinde auf der Umwandlung der oberflächlichen eisenreichen Mineralien.

Quarzitblock von Brokopondo. Ein ausgezeichnetes Beispiel der epachorischen Schutzrindenbildung ist auf einem großen Quarzitblock, südlich von der Insel Brokopondo, am Surinam zu sehen. Dieser Block ragt selbst beim größten Hochwasser zum Teil aus dem Wasser heraus und besitzt in verschiedenen Höhen verschiedene Farbenabstufungen, die stellenweise durch ziemlich scharf gezeichnete Linien voneinander getrennt erscheinen. Je entfernter die Rinde von dem niedrigsten Wasserspiegel liegt, desto dunkler erscheint sie, und die Spitze des Quarzitblocks ist rötlichbraun bis bronzebraun mit wie verglaster Oberfläche. Bei jedem Anschwellen des Flusses wird die Gesteinsrinde am Fuße des Quarzitblocks angegriffen und zum Teil zerstört, daher ihre gleichbleibende helle Färbung.

Digitized by Google

In einem Dünnschliff des frischen Quarzitkernes konnte kein Eisenerz nachgewiesen werden; in den atmosphärischen Niederschlägen wurden aber nicht unbeträchtliche Quantitäten von Eisen konstatiert.

Nr. 25. Quarzstück vom Oud Placer Deul bei Boschland.

Eine recht häufige Erscheinung ist die gelbe, rötlichbraune bis schwarze Schutzrindenbildung auf den herausgewitterten Quarz- und Quarzitblöcken des Ausbisses der Gänge und Linsen der krystallinischen Gesteine. Diese Gesteinsblöcke, die nicht etwa beim Hochwasser überdeckt werden, sehen auf einem frischen Bruch ganz schneeweiß aus und verdanken wohl lediglich den atmosphärischen Niederschlägen ihren Eisenoxydüberzug, der durch die starken Oxydations-, respektive Ozonisierungsprozesse zu einer Schutzrinde sich allmählich umgestaltet.

Nr. 27. Savannensand der Jodensavanna.

In den relativ sehr kleinen surinamischen Savannen oder Steppen begegnen wir sehr viel gelblich- bis rötlichbraunen Sand mit auffallend starkem Glanze. Dieser Sand besteht in der Hauptsache aus Quarzkörnchen, seltener aus Bruchstücken von Feldspatkrystallen. Der vorliegende Sand stellt ausgesuchte Orthoklasbruchstücke vor, die einen ganz besonders starken Speckglanz besitzen und deren Oberfläche wie lackiert aussieht.

Sehr ähnliche Vorkommen sind uns auch von den Flußsandbänken bekannt; sie sind jedoch nicht als Schutzrinden, sondern als Eisenoxydüberzüge aus wässerigen Lösungen zu bezeichnen.

Nr. 28. Das sogenannte Schwarzgold. Placer Victoria.

In verschiedenen surinamischen lateritischen Eluvial- und Alluvialseifen (vgl. pag. 39) sind schwarze Goldklumpen gefunden worden, die zunächst vielfach für gewöhnliche knollenartige Eisenerzkonkretionen gehalten wurden und daher oft unberücksichtigt blieben. Solche schwarzglänzende Klumpen sind von einer Eisenoxydschichte überzogen, die eine schützende Decke gegen die Angriffe der Quecksilberamalgamation bietet. Die Entstehung dieses Eisenoxydüberzuges haben wir schon weiter oben besprochen. Die Kreek 5 des Placers Driegebroeders, die Hauptkreek des Placers Toeval, die Kreek 4 des Placers Victoria und andere mehr sind wegen ihres Schwarzgoldes in Surinam sehr bekannt.

Mikroskopische Untersuchungen einiger anachorischer Schutzrindenbildungen.

Bei diesen anachorischen Rinden können wir wiederum zwei Arten derselben unterscheiden: *A.* solche, die sich auf Lateriten, d. h. auf stark zersetzten und umgewandelten Gesteinen bilden; *B.* solche, die sich ebenfalls nach der Zersetzung des Gesteines bilden, welche aber eine Umwandlung in Laterite gehemmt, respektive verhindert haben.

A. Rinden auf Lateriten.

Ich fasse die folgenden Laterite zusammen, weil sie demselben Rindenbildungsprozesse angehören.

Sekundäres Lateritgerölle (Nr. 7), sekundäre Lateritknollen und lateritische Eisenerzkonkretionen (Nr. 13 *a, b, c*), Oberflächenlaterit Nr. 18.

Digitized by Google

Sie alle zeigen eine schwarze, fettglänzende Rinde, die sich äußerlich von den epachorischen Schutzrinden zunächst nicht unterscheiden läßt. Erst beim Zerschlagen dieser Gebilde merkt man, daß der ganze Kern eine echte Lateritbildung vorstellt. Diese Rindenbildung tritt also hier als sekundäre Erscheinung der Umwandlung des Gesteins in Laterit auf; sie konnte erst dann entstehen, als die Lateritisierung erfolgt war. Die Behauptung, „die Lateritbildung sei vielleicht eine sekundäre Erscheinung der Rindenbildung," ist deswegen nicht stichhältig, weil wir genau dieselben Laterite ohne Schutzrinde in großer Verbreitung kennen und sie nur dann mit Rinden antreffen, wenn sie der direkten Oxydation der Luft ausgesetzt sind.

Wegen der fast völligen Undurchsichtigkeit des so sehr eisenreichen Kerns konnte u. d. M. kein Umwandlungsprozeß mehr verfolgt werden; die äußerste Rinde blieb ganz schwarz und völlig undurchsichtig. Ihr Stich ist rotbraun.

Bei den pisolithartigen Eisenerzkonkretionen mit Rindenbildung (Nr. 26 *a*, *b*) tritt genau dieselbe Erscheinung auf. Eingangs wurde schon bei der Besprechung der Eisenerzkonkretionen (pag. 13) auf die Vererzung dieser Gebilde aufmerksam gemacht und der Befund der mikroskopischen Untersuchungen kurz mitgeteilt.

Ich erkläre mir die so oft wahrgenommene Schutzrindenbildung auf Lateriten folgendermaßen: Bei den Lateriten, die von Haus aus sehr eisenreich zu sein pflegen, ist das Eisenerz schon zum größten Teile oxydiert, d. h. in Limonit umgewandelt worden. Es genügte daher eine sehr geringe Kapillarwirkung (Anreicherung), letztere nach der Oberfläche zu, um schon bald eine dichte Rinde zu bilden. — Diese Rinde dürfte also entschieden von innen nach außen gewachsen sein und beruht auf einem von dem vorhinbesprochenen, epachorischen Rindenbildungsprozesse etwas verschiedenen Entstehungsvorgang.

B. Rinden auf zersetzten Gesteinen.

Nr. 6. Feldspatreicher, grobkrystallinischer Granit von Kamp III am Tompikreek.

Mit der Bildung der Rinde hat zugleich die Bildung einer 4 bis 6 *mm* tiefen Zersetzungszone stattgefunden. Diese rötlichgelb gefärbte Zone ist weich, im Gegensatze zur Rinde, die sehr hart ist. Bei 10 bis 15 *mm* Entfernung der Rinde ist das Gestein wieder hart und frisch. — U. d. M. erkennen wir, daß die Orthoklase meist sehr groß ausgebildet sind und stellenweise so häufig vorkommen, daß sie den Quarz förmlich ausschließen. Augit und Biotit sind im gleichen Verhältnis vertreten, jedoch sehr unregelmäßig verteilt. Apatit und Epidot sind im Kern vorhanden, jedoch nicht sehr häufig. Die Verwitterung des Feldspats ist sehr deutlich zu verfolgen; zunächst stellt sich eine Trübung ein; die Feldspatmasse ist stellenweise von kleinen Einschlüssen stark imprägniert. Diese Imprägnation nimmt die Form von Zersetzungsfurchen an. Je mehr wir uns der Rinde nähern, umso intensiver nimmt die Umsetzung zu. Die Zersetzungsfurchen verschwinden und ein großer Teil des Feldspats zerfällt in richtungslos struierte, durch Eisenoxyd gelb gefärbte Epidotkörnchen und Sericitnädelchen. Dank diesem Reichtum an Feldspaten ist auch die oberflächliche Umsetzung des Gesteines

Digitized by Google

eine leichtere gewesen. Der seltene Mikroklin erweist sich widerstandsfähiger als der Orthoklas.

In der sogenannten Zersetzungs- oder Oxydationszone tritt der Limonit fleckweise so stark auf, daß er die Augit- und Biotitreste ganz dunkel bräunt. Die Umwandlung des Augits und des Glimmers ist wegen der starken sekundären Eisenerzimprägnation schwer zu erkennen; etwas deutlicher tritt die Umwandlung des Augits in feine Epidotnädelchen hervor.

In der Hauptsache beruht auch hier die Bildung der Schutzrinde auf der starken Oxydation und oberflächlichen Konzentration des im Gestein enthaltenen Erzes, doch dürften die Verwitterung und die in der Nähe der Oberfläche reichlicheren Epidotbildungen auch vielleicht einen gewissen Beitrag geliefert haben. Wegen der zersetzten und daher weichen Beschaffenheit des Gesteinskerns und der Umsetzung desselben zu Gunsten einer oberflächlichen Anreicherung möchte ich diese Schutzrinde zu den anachorischen rechnen.

Nr. 8. Der epidotreiche Amphibolit vom Landungsplatze Boschland, der zu den amphibolisierten Diabasen gehört, zeigt eine Rindenbildung, die beim ersten Anblick als eine epachorische Schutzrinde gelten könnte. Der Kern besitzt ein frisches Aussehen und eine Farbenänderung nach der Rinde zu findet kaum statt.

U. d. M. erkennen wir aber, daß ein bedeutender Umwandlungsprozeß stattgefunden hat und daß sich also die Rinde erst „nach“ der Epidotisierung und Amphibolitisierung des Gesteins zu bilden vermochte, denn diese starke Umwandlung kann hier nicht als eine Folge der Rindenbildung angesehen werden. V. d. L. gibt das Rindenmaterial eine starke Reaktion auf Eisen- und eine schwache auf Manganoxyd. Aus den Hornblenderesten ist die Bildung der strahligen Aktinolithaggregate hervorgegangen. Diese Neigung der primären Hornblende zur Umwandlung in sekundäre ist in allen Schliffen wahrzunehmen, doch ist sie ganz besonders in der Nähe der Rinde stark ausgeprägt. Sie ist wie die Epidotbildung an der Peripherie des Kernes konzentriert, und sie bilden zusammen die Hauptgemengteile des Gesteins unterhalb der schwarzen Rinde. Der Epidot tritt auch in Schnürchen auf. Die Plagioklasleisten sind im Kerne nicht wesentlich besser erhalten geblieben als in der Nähe der Rinde, aber hier, nach meinem Dafürhalten, vorzugsweise in Epidot, im Kerne dagegen auch in Kaolin umgewandelt; doch kann diese nur einmal konstatierte Erscheinung vielleicht nur sehr lokaler Art sein. Der sekundäre Quarz und der Chalcedon sind recht unregelmäßig verteilt; es scheint mir, als kämen sie mit Vorliebe mit den oberflächlichen Aktinolithnädelchen und Epidotkörnchen vor. Diese sekundären Kieselsäureausscheidungen sind jedoch nicht so stark vertreten, daß man von einer Verkieselung der Gesteins- und rindenbildenden Mineralien sprechen könnte. Schon mikroskopisch ist deutlich wahrzunehmen, daß der Pyrit des Gesteinkerns nur zum Teile erhalten geblieben ist, daß aber der der Rinde und unterhalb derselben eine Pseudomorphose von Limonit zeigt. Eine auffallende Verwitterungserscheinung, die wir bei den Verwitterungsprozessen der Gesteine unserer gemäßigten Zone nicht hätten, wurde nicht konstatiert; die bei uns nicht bekannte Rindenbildung dürfte daher auf klimatische Verhältnisse zurückzuführen sein.

Nr. 11. Das feinkörnige granitische Gestein der Sullakreek bei Kamp VIII am Commewyne zeigt eine schwarze anachorische Rinde, die sich auf

Digitized by Google

das stark zersetzte Gestein gebildet hat. Ihr Strich ist bräunlichgelb und ihre Härte ziemlich hoch ($+^1/_2$). In der Hauptsache erscheint sie als eine gewöhnliche Ausscheidung von Eisenhydroxyd, welches infolge der durch die oberflächliche Zersetzung bedingten Auflockerung des Gesteins nach außenhin sich anreichern konnte. Die äußeren Kernpartien sind dunkelrotbraun gefärbt; von dem gebleichten Kern aus nehmen nach der Rinde zu die ursprünglichen Gesteinsmineralien an Verbreitung nur wenig ab, die undurchsichtigen Eisenoxydverbindungen dagegen sehr zu.

Von diesen primären Gesteinsgemengteilen können nur noch Quarz und Glimmer nachgewiesen werden. Letzterer, der wohl sehr eisenhältig war, erfährt durch die Umwandlung des Eisenoxyds zu Eisenhydroxyd eine starke Bräunung; daher ist auch der Beweis, ob eine Umsetzung in Chlorit stattgefunden hat, schwer zu liefern. Einige Schüppchen geben jedoch bläuliche Polarisationsfarben, die für Chlorit sprechen würden. Die ganze Kernmasse ist reich an Pseudomorphosen von Limonit nach Magnetit.

Ein Umwandlungsprodukt, welches mit dem Sericit innig und oft vergesellschaftet vorkommt, ist der sekundäre Quarz. Obgleich er sich im ganzen Gesteinskern wiederfindet, tritt direkt unterhalb der Rinde eine nicht scharf abgegrenzte Zone auf, in welcher er entschieden etwas reichlicher vorkommt. Ich vermute, daß dieser sekundäre Quarz bei dem Rindenbildungsprozeß nebst der Limonitanreicherung auch von gewissem Einfluß hat sein können.

Nr. 14. Der feinkörnige, stark zersetzte, quarzreiche Granit des Oberen Commewyne.

Schon makroskopisch sehen das Gestein und die Rinde desselben dem vorhin beschriebenen Gestein (Nr. 11) sehr ähnlich. Der Kern ist nicht so dunkel gefärbt als der Oxydationshof unterhalb der Rinde, ist aber porös und relativ weich. Von der Rinde bis zu etwa 5 bis 6 *mm* Entfernung derselben tritt eine härtere Zone auf, die in ihrer Farbe kleine Abstufungen aufweist. Mit dem Messer läßt sich diese härtere Zone schwer ritzen.

Betrachten wir nun einen Dünnschliff dieser Rindenbildung, so sehen wir, daß in der genannten Zone und im Kern die Quarzkörnchen und die kurzsäuligen Hornblendeindividuen überall ziemlich gleichmäßig verbreitet sind, daß sie aber in der dunkleren Zone durch Zunahme von Eisenoxyd und -hydroxyd eine Trübung erlitten haben. Feldspat ist im ganzen 15 *mm* breiten Schliff nicht vorhanden, dafür tritt aber sehr viel Sericit auf. Der Limonit des Kerns zeigt noch Pseudomorphosen nach Pyrit, letztere sind aber in der Randzone nicht mehr nachzuweisen. Die Hohlräume des Kernes sind in dem Oxydationshof durch Eisenerz und teilweise auch durch ein Mosaikwerk von sekundärem Quarz und von glimmerartigen Mikrolithen ausgefüllt. Dieser Vorgang erklärt uns die makroskopisch konstatierte Farbenänderung und Erhärtung der sogenannten Randzone. Die sekundäre Kieselsäureausscheidung ist aber auch in dem weicheren Kern wahrzunehmen und dürfte wohl wegen der starken Umsetzung und Auflockerung des Gesteins bis in beträchtlicher Teufe in Spuren nachzuweisen sein. Diese Bildung eines Mosaikwerks sekundären Quarzes ist allerdings in der Nähe der Rinde etwas auffallender als im Gesteinskern, kann aber nicht als direkte oder sehr einflußreiche Ursache

Digitized by Google

der Rindenbildung angesehen werden. Die Rindenbildung dieses Gesteins beruht daher wohl ziemlich ausschließlich in der Anreicherung des im Gesteinskern vorhandenen Limonits nach der Oberfläche zu.

Nr. 15. Der feinkörnige Granit vom Tompikreek. Dieses weißlichgraue Gestein besitzt eine tiefschwarze und harte Schutzrinde. Mit der Rindenbildung hat zugleich eine 6—8 *mm* breite oberflächliche Färbung des Gesteins stattgefunden.

Wie bei Nr. 14 erkennen wir eine intensiv gefärbte Randzone, die aber nicht härter, sondern weicher als der Gesteinskern ist.

Die Hauptgemengteile des Gesteins sind Feldspat (viel Plagioklas) und Quarz, zu welchen sich nur recht wenig chloritisierter Glimmer gesellt. Andere dunkle (basische) Gemengteile fehlen ganz und gar, so daß dieser Granit makroskopisch einem feinkörnigen Quarzit ähnlich schaut. Mikroskopisch könnte er vielleicht wegen der mikropegmatitischen Bildungen des Orthoklases zur porphyrartigen Gruppe gerechnet werden. Der Kern ist feldspatreicher als die Randzone, dafür ist aber letztere sericitreicher. Der Plagioklas ist besser erhalten geblieben als der Orthoklas. Bei auffallendem Lichte konstatieren wir eine Imprägnation von gelblichroten Eisenoxydflecken, die wohl verschwommene Pseudomorphosen von Eisenkies vorstellen. Diese Flecken und die Limonitschnürchen nehmen in der Randzone nach der Oberfläche auffallend zu. Diese Randzone dürfte einen Übergang zur Rindenbildung vorstellen. Der sekundäre Quarz ist sowohl im Kern als in der Randzone etwas vorhanden. Diese Erscheinung steht im Widerspruch mit der bei Nr. 14 konstatierten Kieselsäureanreicherung nach der Oberfläche zu. Wenn wir aber diesen Granit näher betrachten, so können wir eine Fülle von kleinen, oberflächlichen, sekundären Quarzadern konstatieren; ihre Bildung ist wohl auf Kosten der sonst im Oxydationshofe reichlichen sekundären Quarzbildung erfolgt. Eigentümlicherweise sind noch unmittelbar unter der Oberfläche gelegene Feldspate fast ebenso frisch erhalten als im Kern. Wir können demnach nicht annehmen, daß die oberflächliche Zersetzung der Feldspate und ihre Umwandlung in Sericit und sekundäre Kieselsäure einen sehr wesentlichen Beitrag zur Rindenbildung geliefert hätten. Wir können höchstens vermuten, daß die oberflächliche Sericitanreicherung auf Kosten der im Gesteinskern umgewandelten Mineralien erfolgt ist und insofern einen Beitrag zur Rindenbildung lieferten, als sie sehr leicht eine durch Eisenoxyd verursachte dunkle Färbung annehmen.

Nr. 17. Sehr feinkörniges Quarzitgerölle mit Schutzrinde. Im ganzen Schliffe findet man, ziemlich gleich verbreitet, die zwei selben Hauptgemengteile, Quarzkörnchen mit vielem Sericit, vor. Zu diesen gesellen sich noch wenige Rutil- und Apatitmikrolithen mit sehr kleinen Glimmerschüppchen. Schwefelkies und in Limonit umgewandeltes Erz kommen sehr ungleichmäßig verteilt vor.

Unterhalb der dunklen, schwarzen Rinde dieses Gesteins bemerken wir eine deutlich gefärbte Randzone. Der ganze Kern ist ziemlich gleichmäßig rötlichgelb gefärbt. Bei der äußerst feinen, fast dichten Beschaffenheit dieses zersetzten Gesteins ist ein Umwandlungsprozeß von dem Kerne nach der Rinde nicht mehr zu verfolgen.

Digitized by Google

Die Rinde selbst erscheint u. d. M. als ein sehr schmaler schwarzer Strich über die gebräunten Sericit- und Quarzaggregate. Die Vermutung lag hier sehr nahe, daß man vielleicht gar keine Rindenbildung, sondern nur einen schwarzen Eisenmanganoxydüberzug aus wässeriger Lösung vor sich hätte. Die abseits vom Flußbette gelegene Fundstelle und die v. d. L. genommene Probe, die gar keine Spur von Mangan zu erkennen gab, sprechen für eine anachorische Rindenbildung auf stark zersetztem Gestein. Durch die tiefgreifende Zersetzung ist der Schwefelkies des Gesteinskerns auch umgewandelt worden und die Limonitanreicherung hat durch die oberflächliche Oxydation allmählich eine Schutzrinde gebildet. Bei der epachorischen Rindenbildung hatten wir nur eine von der Zersetzung des oberflächlichen Erzes bedingte Limonitkonzentration wahrgenommen.

Nr. 19. Olivindiabas von Kamp VII am Commewyne.

Die typische, dünnschalige Verwitterungsabsonderung (Desquamation) dieses Gesteins verursacht stets eine Neubildung der sehr dünnen schwarzglänzenden Rinde. Trotz der größten Vorsicht beim Präparieren von mikroskopischen Schliffen war es nicht möglich, sie intakt zu erhalten.

Die Verwitterungszone zwischen Rinde und festem, dunkelgrünen Kern ist braun, porös und von Eisenoxyd stark durchzogen. In ihr erscheinen die großen idiomorphen Leisten von Plagioklas zersprungen und auf den Spalten gelb gefärbt; feldspatige Zersetzungsprodukte sind spärlich vorhanden, hie und da nur ganz wenig Epidot. Der Augit ist zerlappt und randlich in etwas durch Eisen gefärbte chloritische und auch in epidotähnliche Substanz umgewandelt. In den Augitschnitten, parallel zur Basis, sind die Spaltrisse durch sehr fein verteiltes Erz erfüllt und daher so deutlich ausgeprägt. Der Olivin hat am stärksten unter dem Einflusse der Zersetzung gelitten, er ist stark zersetzt, vielfach vererzt und nur wenige Reste sind noch erkennbar. Direkte Verwitterungsprodukte des Titaneisenerzes sind bei den großen Ilmeniteinsprenglingen nicht nachgewiesen worden. Wenn Titanit sich anfänglich bildete, so ist er wieder verschwunden, um den Platz an Brauneisen, welches die Ilmenitkrystalle fast stets umrändert, zu überlassen. Zwischen den wohlausgebildeten Plagioklas- und Augitaggregaten tritt etwas untergeordnet eine mikrohebraïtische Feldspatausfüllungsmasse auf, die sich ganz speziell direkt unterhalb der Rinde durch ihre Trübung — wegen der mikroskopischen Erzimprägnation zwischen den Quarzeinschlüssen — recht deutlich abhebt. Auch ohne Nikols erscheint der Mikropegmatit schon farnwedelähnlich und dendritisch, ohne scharfe Umgrenzung. Die Annahme, daß vielleicht hier sekundäre Quarzausscheidung in zersetzter Feldspatmasse vorläge, ist deswegen nicht gerechtfertigt, weil die gleichzeitige Auslöschung und die gleichen Polarisationsfarben unter Nikols für die Zusammengehörigkeit einer einheitlichen mikropegmatischen Bildung sprechen. Bei den bis jetzt besprochenen Gesteinen mit anachorischer Rindenbildung war überall eine sehr starke Zersetzung des Gesteinskerns und eine tiefgreifende Verwitterung des ganzen Gesteins wahrzunehmen; bei diesem Gesteine fällt schon makroskopisch eine ungewöhnliche Frische des inneren Kernes unter der bis 3 *cm* betragenden Randzone sehr auf. Hier hat die Rinde einen wahren Schutz gegen eine tiefere Zersetzung oder die sonst so übliche Lateritisierung der Diabase gebildet.

Digitized by Google

Die Rindenbildung selbst scheint hauptsächlich aus den in der Nähe der Oberfläche gelegenen, in Limonit umgewandelten Erzkörnern und angereicherten Eisenverbindungen hervorgegangen zu sein.

Nr. 21. Der feinkörnige Hornblendegranit der Locuskreek.

Die anachorische Rinde dieses Gesteins besitzt eine braunschwarze Farbe und deutliche Vertiefungen. In diesen Vertiefungen ist der schwarze, rindenbildende Überzug stärker ausgebildet und erreicht eine Dicke von 0·5 bis 1·5 *mm*. In dem rostbraunen, noch harten Kern zeigen die Feldspate (speziell der Orthoklas), die von Sericitmikrolithen durchzogen sind, noch recht deutliche Zwillingsstreifung. Die zerhackten Quarzkörner, die die häufigsten Gesteinsgemengteile ausmachen, sind reich an Flüssigkeits- und Apatiteinschlüssen. Der Glimmer und die Hornblende sind selbst im Gesteinskern nur sehr sparsam vertreten, wir treffen sie nur als kleine, meist durch Eisenoxyd dunkelgefärbte Reste an. Der im Kern reichlich vorkommende Limonit stellt eine noch ziemlich deutlich erhaltene Pseudomorphose nach Pyrit vor.

In der Nähe der Rinde tritt die Sericitbildung reichlicher auf. Die Vertiefungen in der Rinde stellen sich zwischen den Quarzkörnern ein und deuten auf ganz umgesetzte und gelöste Feldspate hin. Die Quarzaggregate besitzen auch einen schwarzen Überzug, der doch meist nur Bruchteile eines Millimeters beträgt. Zwischen den Quarz- und Feldspatindividuen schmiegen sich sekundäre Kieselsäurebildungen in Form rundlicher, mikrokrystallinischer Aggregate ein. Der Limonit zeigt keine scharfen Umrisse und Pseudomorphosen mehr an, er drängt sich in alle Mineralbestandteile hinein und färbt sie stark an. Von den Hornblendeindividuen sind nur unansehnliche, eisenreiche, braune Flecken zu erkennen.

Wie bei den soeben besprochenen Rinden erkennen wir auch hier im ganzen Schliff eine allgemeine Sericitisierung und schwachangedeutete Verkieselung, welche nach der Rinde zu eine nur unbedeutende Anreicherung aufweist. Dem Einflusse der Pyritzersetzung und der Anreicherung des Gesteinskerns-Limonits an der Oberfläche dürften wir wohl die Entstehung dieser Rindenbildungen zuschreiben.

Schwarze Spongienkruste der Stromschnellen Surinams.

Obgleich die Beschreibung dieser Spongienbildungen in dieses Kapitel nicht gehört und sie mit den vorhin erwähnten Tropenrinden in keinem Verwandschaftsgrad stehen, so will ich sie doch hier kurz erwähnen, weil sie wegen ihrer schwarzen Beschaffenheit sehr leicht zu irrtümlichen Auffassungen Veranlassung geben können.

Die für fast alle Stromschnellen der Flüsse Surinams typischen Krustenbildungen trifft man da an, wo die Flußgesteine während der Regenzeit vom Wasser bedeckt und später wieder der Sonne ausgesetzt sind. Sie bestehen aus 0·5 bis 0·7 *mm* langen Spongiennadeln (Spongilla fluviatilis), die sich als einaxige Nadeln zu sehr mannigfaltig zusammengesetzten äußeren Gestalten gruppieren. Meist sind sie blatt-, birn- oder netzartig miteinander verwachsen und stets durch zugeführte oder vielleicht auch dem Gestein entzogene Eisenlösungen braun bis schwarz gefärbt. Diese weit verbreiteten Spongienkrusten lehren uns, welch kolossale Mengen Kieselsäure und Eisenoxyd, respektive Eisenhydroxyd sich in wässeriger Lösung befinden müssen, um so massenhafte Neubildungen zu schaffen.

Digitized by Google

Die große Quantität gelöster Kieselsäure, die zum Aufbau dieser Spongienlager nötig ist, stammt von der Verwitterung und Umsetzung der Gesteine; in diesem speziellen Falle wohl vorzugsweise von der Lateritisierung der feldspatreichen Gesteine Surinams.

Fassen wir die bei der Untersuchung dieser Schutzrinden gemachten Erfahrungen zusammen, so kämen wir zu folgenden Resultaten:

1. Bei der Bildung der epachorischen Schutzrinden spielen die schnelle Oxydation der oberflächlichen Eisenverbindungen des Gesteins und die intensive Zuführung des in den atmosphärischen Niederschlägen enthaltenen Eisens die Hauptrolle. Die minimale oberflächliche Umwandlung der Silikate wäre hier nur von sehr untergeordneter Bedeutung. Das charakteristische Merkmal dieser Schutzrindenbildung ist, daß im Gegensatze zur anachorischen Rindenbildung der Gesteinskern frisch erhalten bleibt und keine Farbenveränderung angenommen hat.

Diese epachorischen Schutzrinden vermögen sich sowohl in tropisch feuchten als tropisch trockenen Gegenden zu bilden; in letzteren wird allerdings ihr Bildungsprozeß von rindenhemmenden Faktoren, wie heftige Regen, sehr üppige Vegetation etc., weniger verhindert als in den regenreichen Tropen.

2. Bei den anachorischen Rinden. Sowohl bei den Rinden auf Lateriten, als bei den auf stark zersetzten Gesteinen hat — abgesehen von dem etwas reichlicheren Sericit- und sekundären Quarzvorkommen nach der Gesteinsfläche zu, ohne daß dafür die oberflächlichen Feldspate eine bedeutendere Zersetzung als die des Kerns erkennen ließen — eine Anreicherung des Eisengehalts vom Kern nach der Rinde zu stattgefunden. Diese Anreicherung hat allmählich eine Rinde gebildet, die für die schon stark zersetzten Gesteine eine schützende Decke gegen die Angriffe einer weiteren Zersetzung und dem Verfall der unvermeidlichen Lateritisierung im feuchten tropischen Klima schuf.

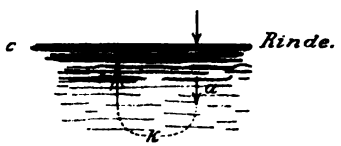
Charakteristisch für die anachorischen Rinden ist das Vorkommen eines verwitterten Kerns und einer Oxydationszone (Randzone) mit Farbenänderung der ursprünglichen Gesteinsmineralien.

Ich stelle mir den Vorgang des anachorischen Bildungsprozesses wie folgt vor (vgl. nachstehende Figur): *a* soll den Weg der atmosphärischen Niederschläge durch das Gestein vorstellen; *k* den

Digitized by Google

Kern des Gesteins, bei welchem eine Zersetzung und Verwitterung der gesteinsbildenden Mineralien, speziell der Eisenverbindungen stattfindet; *b* den Weg, dem die wässerigen Lösungen von innen nach außen infolge einer Kapillarwirkung durch Erwärmung der Gesteinsoberfläche folgen; *c* die Rinde und die Randzone, in welcher die wässerigen Lösungen durch stärkere oberflächliche Erwärmung, Oxydation und Verdunstung sich konzentrieren, respektive zum Absatz gelangen. Die Mächtigkeit dieser Randzone ist von der Kapillarwirkung, d. h. von der Erwärmung der Gesteinsoberfläche und von der Konzentration der wässerigen Lösungen direkt abhängig; sie wird umso geringer sein, je intensiver der Vorgang des Hinausziehens oder -saugens der Minerallösungen gewesen ist.

In tropisch-trockenen Gegenden, wo die Konzentration der wässerigen Lösungen eine höhere als im tropisch-feuchten Klima ist, und wo die kapillare Wirkung auch meist eine größere sein dürfte,



wird sich die Rinde schneller bilden; mit anderen Worten: der Weg *b* wird kürzer sein und im extremen Fall wird die Randzone zu einem Minimum reduziert.

In tropisch-feuchten Gegenden wird der Prozeß der Kapillarwirkung recht oft gestört und gehemmt, die atmosphärischen Niederschläge werden das Gestein tief zersetzen und die Konzentration und Ausscheidung der wässerigen Lösungen auf dem Wege *b* wird eine langsame und spärlichere sein. Die Rindenbildung dürfte sogar in einem Klima wie das von Surinam vorzugsweise während der sogenannten Trockenzeit erfolgen und während dieser Periode so rasch von statten gehen, daß sie eine schützende Rinde gegen die Angriffe der rindenzerstörenden Regenperioden zu bieten vermag.

In der Regel trifft man in Surinam die Rindenbildungen dort, wo eine zeitweise direkte Insolation stattfindet, d. h. an unbeschatteten Stellen, wie in Savannen und auf Felsen am Ufer der

Digitized by Google

Flüsse; aber selbst im dichtesten Urwalde, dort, wo von einer direkten Insolation nicht die Rede sein kann, begegnen wir denselben Erscheinungen.

Die kapillare Wirkung, die wir bei der anachorischen Rindenbildung antreffen, dürfte demnach nicht allein, wie bis heute behauptet wurde, in der direkten Insolation, sondern allgemein in der stärkeren Erwärmung der Gesteinsoberfläche in möglichst ozonreicher Luft beruhen.

Digitized by Google

II. Minerale aus dem Radautale, u. a. Pyknochlorit, eine neue Chloritart.

Von Apotheker **Dr. Johannes Fromme.** 1901.

I. Prehnit. Der Prehnit ist ein wasserhaltiges Silikat von Aluminium und Calcium und der Formel $H_2 Ca_2 Al_2 Si_3 O_{12}$ entsprechend zusammengesetzt. Das Vorkommen vom Radautale ist bereits vielfachen chemischen Untersuchungen unterworfen worden, aus denen hervorgeht, daß es Varietäten von erheblicher Verschiedenheit umfaßt. Amelung[1]) analysierte Harzburger Prehnit mit 7·38% Eisenoxyd und Streng[1]) fand außer Spuren von Natrium, Kalium und Barium 2·9% Magnesia. Der Theorie am nächsten kommt eine Analyse von C. Hersch[1]), so daß anzunehmen ist, ihr habe reineres Material zugrunde gelegen. Braunen Prehnit, den Lüdecke (1892) in frei ausgebildeten Krystallen fand, habe ich vom Radautale bisher nicht kennen gelernt; diese Varietät hat das spezifische Gewicht 3·29 und scheint eisenreich zu sein.[1]) Den verschiedenen Analysenresultaten entsprechend haben sich immer Unterschiede in Farbe, Härte und spezifischem Gewicht ergeben, groß genug, um von vornherein eine ungleiche chemische Zusammensetzung vermuten zu lassen.

Die wundervollen Krystallgebilde, die sich in den letzten Jahren namentlich im Pegmatit des „Köhlerlochs" am Schmalenberge zeigten, ließen eine der Theorie besser entsprechende Zusammensetzung erwarten, als das früher analysierte Material. Der Prehnit findet sich im Radautale entweder in Höhlungen von Pegmatit, welcher den Gabbro durchsetzt, oder er bildet das Ausfüllungsmaterial von Spalten in zersetztem Gabbro wie in dem Steinbruche am Radau-

[1]) Lüdecke, Min. d. Harzes, 1896, pag. 468 ff.

Digitized by Google

berge oberhalb der Kolonie Winterberg. Wir können also streng genommen zwei verschiedenartige Prehnitvorkommnisse unterscheiden, eins im Pegmatit, das andere im Gabbro, resp. dessen Abarten. Von ersterem kann man voraussetzen, daß es arm an Magnesia sei, bebesonders wenn der Pegmatit wenig Biotit enthält. Das Vorkommen unmittelbar im Gabbro würde dagegen einen hohen Magnesiagehalt verständlich erscheinen lassen, weil der Gabbro viel reicher an Magnesia ist als der Pegmatit. Im Sommer 1901 hatte ich Gelegenheit, beiderlei Vorkommnisse in erwünschter Qualität selbst sammeln zu können, und kann nun konstatieren, daß sie bei augenfälliger Reinheit des Materials in ihrer chemischen Zusammensetzung nur belanglose Unterschiede zeigen und der Theorie recht nahe kommen, so daß also im Radautale ein relativ reiner Prehnit wenigstens zur Zeit die Regel ist.

I. Krystalle aus dem Pegmatit des Köhlerlochs, farblos bis hellgelblichgrün; Gew. = 2·9249 bei 15° C., H > 6.

II. Derbe Massen und Krystalle als Ausfüllung von Spalten im Gabbro am Radauberge (Bruch oberhalb Kolonie Winterberg). Farbe wie bei I, im übrigen nur durchscheinend. Gew. = 2·9190 bei 15° C., H > 6.

	I.		II.		Theorie[1])
SiO_2 . .	43·53		44·00		43·82
Al_2O_3 . .	24·18	entspr.	23·68	entspr.	24·72
Fe_2O_3 . .	0·88	24·74 Al_2O_3	0·90	24·25 Al_2O_3	
CaO . .	27·20		26·30	entspr.	27·10
MgO . .	Spur		0·34	26·77 CaO	
H_2O . .	4·25		4·58		4·36
Summe .	100·04		99·80		100·00

Nach den Analysen verhalten sich:

	SiO_2	:	Al_2O_3	:	CaO	:	H_2O
I. =	2·98	:	1·00	:	2·00	:	0·97
II. =	3·07	:	1·00	:	2·01	:	1·07

Der Magnesiagehalt bei I konnte nur qualitativ und mikroskopisch festgestellt werden; es diente dazu ein Flußsäureaufschluß

[1]) Nach den von der Deutschen chem. Gesellschaft empfohlenen Atomgewichten (H = 1·01, O = 16 u. s. w.), welche allen stöchiometrischen Berechnungen zugrunde gelegt wurden.

Digitized by Google

(nicht ein Carbonataufschluß), um die Lösung vor der Untersuchung auf Magnesia genügend konzentrieren zu können. Der Magnesiagehalt bei II ist zu gering, um daran etwa die Entstehung dieses Prehnits im Gabbro vermuten zu können; er zeigt im Gegenteil, daß das Mineral nicht viel Magnesia aufnahm, trotzdem seine Bildung in einem magnesiareichen Gestein erfolgte. Aus alledem darf geschlossen werden, daß Streng und Amelung ungewöhnliche Varietäten analysiert haben, wie es die von Lüdecke konstatierte braune sicher auch sein dürfte. Es mag noch besonders darauf hingewiesen werden, daß Tonerde und Kalk aus verdünnten Lösungen doppelt gefällt wurden, damit sich die Magnesia der Bestimmung nicht entziehen konnte. Von einer besonderen Untersuchung auf Spuren von *Ba, Sr, K, Na* wurde Abstand genommen.

II. Dunkler, titanhaltiger Granat in einem Kontaktgestein. Im südlichen Teile des Steinbruches „Kunstmannstal" am Schmalenberge ist eine ausgezeichnet schöne Kontaktstelle im Bereich von Gabbro, Quarzit und Kalk vorhanden, an welcher sich unter anderm rötliche Wollastonitgesteine mannigfacher Art finden. Bei Sprengungen in südlicher Richtung im Jahre 1900 fanden sich besonders in ca. 1 *m* Tiefe bis meterdicke Gesteinseinschlüsse im Gabbro, welche durch ihre zum Teil großen dunklen Granaten in einer hellfarbigen Grundmasse auffielen. Diese Einschlüsse stellen ein ganz frisches Kontaktgestein dar, welches hauptsächlich zusammengesetzt ist aus mehreren Abstufungen von dunklem bis hellem Granat, einer hellkanariengelben derben vesuvianähnlichen Mineralsubstanz, von der weiter unten noch die Rede sein wird, etwas primärem körnigen Kalk und hie und da kleinen Mengen von grünem Augit und Wollastonit. Ich war bisher nicht in der Lage, das schöne Gestein nach allen Richtungen hin untersuchen zu können, glaube aber, meine bisherigen Resultate hier schon mitteilen zu sollen. Nach dem geologischen Verbande wie nach der petrographischen Erscheinungsweise des Gesteins haben wir es zweifellos mit Kalkblöcken zu tun, die durch Zusammenschmelzen mit dem umgebenden Gabbromagma eine totale Umwandlung erfahren haben, Kalkblöcken, die, wie es Lüdecke zuerst ausgesprochen hat, vielleicht von dem Gabbro mit aus der Tiefe heraufgebracht worden sind. Demgemäß stand zu erwarten, daß alle im Gabbro vorkommenden Elemente sich auch in unserm Kontaktgestein wiederfinden würden. Dies ist in der Tat der

Digitized by Google

Fall, wie vorgenommene Analysen des Granats und eines Teiles der hellgelben Grundmasse dargetan haben.

Der schwarzbraune Granat ist gewöhnlich erbsengroß, erreicht aber auch die Größe einer Walnuß. Fast stets erscheint er rund und nur selten sieht man Umrisse, die auf das Rhombendodekaëder hinweisen. Der Kern besteht aus dunkler, eisenreicher Substanz, die von helleren, eisenärmeren Zonen umgeben ist. Die Abrundung sowie der zonare Aufbau verraten die Entstehung des Granats, die sich in folgender Weise vollzogen haben dürfte. Aus dem Schmelzgemisch von Gabbro mit Kalk schieden sich zunächst — von den Titaneisenkörnern des Gabbro ausgehend — eisenreiche Granatmolekel ab. Mit Abnahme des in Lösung befindlichen Eisens lagerten sich um den Granat eisenärmere hellere Zonen oder es entstanden neue eisenärmere Granatindividuen. Die Farbe des dunklen Granats ist im Kern schwarzbraun, nach der Peripherie heller werdend bis kolophoniumbraun; der Glanz ist firnisartig, die Härte = 7. Das spezifische Gewicht der schwarzbraunen Anteile betrug, im Pyknometer bei 15° C. ausgeführt, I. = 3·6752, II. = 3·6759. Vor dem Lötrohr schmilzt der Granat ohne Aufkochen zu schwarzem Glase, während z. B. Vesuvian von Canzacoli sich etwas leichter verflüssigt und unter Aufkochen braunes Glas liefert. Da der Gabbro Titan in Gestalt von Titaneisen und ferner in seinen augitischen Bestandteilen auch Mangan enthält, so wurde bei der Analyse des Granats auf Titan und Mangan Rücksicht genommen und das eine wie das andere in bemerkenswerter Menge, gewissermaßen im Granat angehäuft gefunden. Folgende Analyse entspricht den schwarzbraunen Anteilen des Granats:

			Mol.-Gew.	Quotient
SiO_2	37·42	entspr.		
TiO_2	1·29	38·37 SiO_2	: 60·4	= 0·635
Al_2O_3	17·92	entspr.		
Fe_2O_3	5·98	21·74 Al_2O_3	: 102·2	= 0·213
FeO	2·64	entspr.		
MnO	0·87	36·73 CaO	: 56	= 0·656
CaO	34·00			
MgO	Spur			
Summe	100·12			

Digitized by Google

Es verhalten sich demnach:

$$CaO : Al_2O_3 : SiO_2$$
$$= 3{\cdot}08 : 1 : 2{\cdot}98$$

Dies entspricht recht gut der Formel $3\,R\,O\,.\,R_2O_3\,.\,3\,SiO_2$. Es liegt also sicher Granat vor und zwar ein isomorphes Gemisch, welches im wesentlichen aus Kalktongranat und Kalkeisengranat besteht. Die auffallend dunkle Farbe wird wahrscheinlich durch einen Gehalt an Melanitsubstanz herbeigeführt. Es ist möglich, daß in diesem Granat auch noch Spuren von Zirkon enthalten sind, da der Gabbro des Schmalenberges das gleichnamige Mineral mikroskopisch enthält. Die Magnesia erscheint durch den Überschuß und die stärkere Basizität des Kalkes verdrängt; sie konnte daher mit Recht in den anderen Gemengteilen des Kontaktgesteins in größerer Menge erwartet werden. — Zu der Titansäurebestimmung wurden 5 *g* Mineral mit Fluß- und Schwefelsäure aufgeschlossen und der Aufschluß eingetrocknet (Beseitigung der SiO_2). Der Rückstand wurde mit Kaliumcarbonat geschmolzen und die Schmelze mit Wasser ausgekocht (Beseitigung der Schwefelsäure). Der Rückstand wurde mit heißer verdünnter Essigsäure vom Kalk befreit, sodann getrocknet, mit Kaliumbisulfat aufgeschlossen und mit kaltem Wasser behandelt. Die Lösung wurde filtriert, kalt mit schwefliger Säure gesättigt und unter fortwährendem Einleiten der letzteren eine Stunde lang gekocht. Es schied sich schneeweiße körnige Metatitansäure ab. Sie gab mit Phosphorsalz ihre Identitätsreaktion, eine violette Perle. — Die Eisenoxydulbestimmung geschah im Fluß-Schwefelsäure-Aufschluß im Kohlensäurestrome, nachdem die überschüssige Flußsäure verdunstet war.

III. Die weitere Untersuchung des Kontaktgesteins erstreckte sich auf den hellkanariengelben Teil der Grundmasse, in welcher die Granaten nebst Augit eingebettet liegen. Sie wurde in der Weise gewonnen, daß das Gestein zerschlagen und die hellfarbigen Stücke zunächst ausgelesen wurden. Diese wurden gepulvert und dann mit Bariumquecksilberjodidlösung unter Verdünnung mit Kaliumquecksilberjodidlösung behandelt. Nach Aussonderung mehrerer granathaltiger schwererer Fraktionen und einer unreinen leichteren konnte die gewünschte gelbe Substanz ziemlich rein erhalten werden. Diese war matt bis wachsglänzend, hatte ungefähr die Härte 7 und das spez. Gew. 3·356 bei 15° C. Es fanden sich darin nach vorgenom-

Digitized by Google

mener Analyse außer Silicium, Aluminium, Eisen, Mangan, Calcium und Sauerstoff noch die übrigen wesentlichen Elemente des Gabbros, nämlich Kalium, Natrium, Wasserstoff und Magnesium. Die Substanz war durch Salzsäure nicht zersetzbar. Sie hatte folgende quantitative Zusammensetzung:

			Mol.-Gew.	Quotient
SiO_2	39·29		: 60·4	= 0·655
Al_2O_3	11·77	entspr.		
Fe_2O_3	3·11	13·75 Al_2O_3	: 102·2	= 0·134
FeO	2·22	entspr.		
MnO	Spur	45·19	: 56	= 0·807
CaO	33·97	CaO		
MgO	6·85			
K_2O / Na_2O	0·13			
$Glv.$	2·75		: 18·01	= 0·152
	Summe 100·09			

Demnach verhalten sich:

$$SiO_2 : Al_2O_3 : CaO : H_2O$$
$$= 4·88 : 1·00 : 6·02 : 1·13.$$

Hieraus ergäbe sich die Formel: $H_2O . 6\,CaO . Al_2O_3 . 5\,SiO_2$,
oder verdoppelt $2H_2O . 12\,CaO . 2Al_2O_3 . 10\,SiO_2$.

Letztere Formel ist der
Vesuvianformel $2H_2O . 12\,CaO . 3\,Al_2O_3 . 10\,SiO_2$[1])
recht ähnlich, unterscheidet sich aber durch eine geringere Menge Tonerde. Diese Tatsache und der schwache Glanz der gelben Substanz sprechen gegen Vesuvian, während der Analysenbefund im allgemeinen, das geologische Vorkommen, das spezifische Gewicht und die Farbe der Substanz, welche an Vesuvian vom Monzoni und von Cziklova erinnert, ganz für Vesuvian sprechen. Die sichere Entscheidung dieser Frage erheischt eine erneute Untersuchung, der ich mich vorläufig noch nicht unterziehen konnte.

IV. Cordierit. Cordierit ist als mikroskopisches Mineral vom Radautale bekannt; er kommt z. B. im „Eckergneiß" und ähnlichen Kontaktgebilden am Winterberg, Radauberg, Diebesstieg, oberhalb des Lohnbecks, an der Ettersklippe u. s. w. vor. Als ein besonders

[1]) Tschermak, Lehrb. d. Min., 1897, pag. 498.

Digitized by Google

wertvoller Fund aus dem Jahre 1901 sind Krystalle und eirundliche Massen von Cordierit im Pegmatit des Köhlerlochs zu bezeichnen. Besonders in Quarzausscheidungen des Pegmatits, welcher den Gabbro gangartig durchsetzt, beziehungsweise auch in Form eingeschlossener Massen darin vorkommt, zeigten sich Krystalle von 2·5 *cm* Durchmesser und über 4 *cm* Länge. Sie sind bis tief ins Innere zu Pinit und dergleichen Zersetzungsprodukten umgewandelt, oftmals parallel *c* von faseriger Struktur und dann schmutziggrün oder schwärzlichgrün und durchscheinend, schwach glänzend. Häufig sind es auch weiche dichte Massen von bläulicher Farbe und schwachem Glanz. Die Oberfläche ist hie und da mit silberweißem Glimmer besetzt. Manche Krystalle zeigen schalige Absonderung nach $0P$; die dann leicht trennbaren Schichten sind 2—5 *mm* dick, geldrollenähnlich. Die Krystalle erscheinen als zwölfseitige Prismen mit polysynthetischer Zwillingsbildung und gestatten zum Teil näherungsweise Messung des Prismas ∞P, so daß mit ziemlicher Sicherheit die Kombination $\infty P . \infty P\breve{\infty} . \infty P\breve{3} . \infty P\bar{\infty} . 0P$ bestimmt werden konnte. An den vorliegenden Krystallen sind Pyramiden und Domen nicht erkennbar.

V. Turmalin. Im Pegmatit des Radautales ist Turmalin in Form derber und faseriger Massen eine sehr gewöhnliche Erscheinung, selten finden sich dagegen deutliche Krystalle. In dem 1901 abgebauten Pegmatitgange des Bruches „Bärenstein IV“ am Schmalenberge, der ehemaligen bedeutendsten Fundgrube von Prehnit, kamen im Jahre 1900 bis 6 *cm* Durchmesser haltende linsenförmige Krystalle von schwarzem Turmalin vor. An einem 3 *cm* großen, von Quarz und Feldspat umschlossen gewesenen Exemplar wurde die Kombination $R . -2R . \infty R . \infty P2$ sichergestellt. Ein kleinerer Krystall zeigt auch $-\frac{1}{2}R$. Die Substanz dieser Turmaline ist unrein, gibt aber mit Kaliumbisulfat und Flußspat am Platindraht kräftige Reaktion auf Borsäure.

VI. Apatit.[1]) Mikroskopischer Gemengteil des Gabbros. Makroskopisch, in 1—2 *mm* langen, bräunlichgrünen Säulchen konstatierte ich Apatit namentlich in graphitreichem Gabbro im Bruche „Kunstmannstal“ am Schmalenberge, ferner häufig in graphitführenden Magnetkiesknollen, welche sich z. B. im „Bärenstein IV“ fanden. Ein

[1]) Diese Zeitschrift, XXI. Bd., 2. Heft, 1902, pag. 172 Erwähnung des Vorkommens.

Digitized by Google

Krystall wurde in zwei Tropfen warmer konzentrierter Salpetersäure gelöst und die Lösung in einige Tropfen frisch bereiteter Ammoniummolybdatlösung gegossen; es entstand sogleich ein gelber Niederschlag von Ammoniumphosphomolybdat.

VII. Laumontit zeigte sich im Jahre 1901 sehr oft. Man fand ihn nicht nur wieder im Pegmatit des Bruches „Bärenstein IV“ [1]) in besseren Drusen als früher, sondern jetzt auch im südlichen Teile des Bruches „Kunstmannstal“ mit Bergkrystall, Apophyllit, Prehnit, derbem Turmalin, Wollastonit, Magnetkies und Pyrit. Dieses Vorkommen ist mit 4 *mm* langen Krystallen das schönste. Im nördlichen Teile desselben Bruches kommt unser Zeolith in Krystallen wie auch in Form krystallinischer Spaltausfüllungen in Gesellschaft von Desmin, Analcim, Calcit mit Quellsatzsäuregehalt in vollkommen zersetztem Gestein vor. [2])

Überall erscheint der Laumontit als jüngste Zeolithbildung. Ist er jetzt im Radautale auch sehr verbreitet, so ist doch seine Menge stets nur gering. Neue Flächen wurden nicht konstatiert. Die weißen oder farblosen Krystalle halten sich im Keller aufbewahrt vortrefflich.

VIII. Molybdänglanz wurde 1900 in kleinen Schuppen im Quarz des Pegmatits im „Bärenstein IV“ gesammelt. Jasche [3]) gibt das Mineral mit Magnetkies, Kupferkies, Kupfernickel und Nickelblüte „im Gabbro des Radautales“ vorkommend an. Ich vermute, daß dieses Vorkommen im Bruche oberhalb der „Kolonie Winterberg“ am Radauberge zu suchen ist.

IX. „Pyknochlorit“, ein neuer, zum Klinochlor gehöriger Chlorit.

Im Gabbrobruche „Bärenstein II“ am Schmalenberge setzt ein Gang auf, welcher im wesentlichen aus spätigem Calcit besteht. Dieser ist gewöhnlich mit derbem Quarz durchwachsen, umschließt aber auch grünliche geätzte Quarzprismen. Durch Druckwirkungen sind Quarz und Kalkspat vielfach zerbrochen, nicht selten auch verbogen und das Gemenge erscheint als ein grobkörniges Haufwerk von weißen Spaltrhomboëdern des Kalkspats. Die eckigen Zwischenräume des letzteren sind erfüllt mit grünem Chlorit, welcher dem Gemenge Zusammenhang verleiht. Das Gestein könnte als Breccie

[1]) Vgl. 12. Jahresber. d. Ver. f. Nat., Braunschweig 1902, pag. 69.

[2]) Vgl. 10. Jahresber. d. Ver. f. Nat., Braunschweig 1897, pag. 104 u. 121.

[3]) Lüdecke, Min. d. Harzes, 1896, pag. 103.

Digitized by Google

von Calcit, Quarz und Chlorit bezeichnet werden. Wenn die Substanz des Kalkspats durch Chloritgehalt grün erscheint, so tritt eine auffallende Ähnlichkeit mit den vermeintlichen Sillemschen Metachloritpseudomorphosen vom Büchenberge bei Elbingerode hervor. In dem Kalkspat fand sich ein großer eingewachsener Calcitzwilling nach *OP* vom Habitus einer rhombischen Pyramide; ausnahmsweise enthält das Gestein auch kleine Mengen Bleiglanz, Blende und Kupferkies. In der Nähe des Kalkspatganges zeigten sich wie im „Bärenstein IV" Blöcke von körnigem Kalk mit Wollastonit, hellbraunem, derbem und körnigem Granat, grünem Augit (spezifisches Gewicht = 3·2456 bei 15° C.), Bleiglanz und Blende, jedoch nicht Axinit[1]), den Lüdecke in gleicher Paragenese auffand; Lüdeckes Fundortsangabe lautet nur „Bärenstein".[2])

Was nun den Chlorit unseres Gesteins anlangt, so besteht er aus einer neuen Art, die wegen ihrer dichten Textur den Namen „Pyknochlorit" führen mag. Dieses Mineral ist bisher seltsamer Weise unbeachtet geblieben, obwohl es bei seinem relativ reichlichen Vorkommen an bezeichneter Stelle schon oft gesehen sein wird. Außerdem fand es sich (1901) spärlich im Bruche „Kunstmannstal" sowie früher auch in dem 1901 abgebauten Pegmatitgange im „Bärenstein IV"; hier überzog es, wie ältere Sammlungsstücke zeigen, mit braunem Calcit[3]) und einem filzigen, bergleder ähnlichen, wohl zum Serpentin gehörigen Mineral große Prehnitdrusen. Der Pyknochlorit bildet gewöhnlich schön graugrüne, dichte bis mikrokrystallinische glanzlose oder schwach glänzende Massen. Im gepulverten Zustande erscheint er grünlichweiß.[4]) Die Härte beträgt 1 . . . 2, das spezifische Gewicht 2·8314 bei 15° C.[5]) Durch Salz- und Salpetersäure ist er nur unvollständig zersetzbar[6]); erst anhaltende Einwirkung bei Siedetemperatur greift ihn stärker an. Gegen konzentrierte Schwefelsäure verhält er sich

[1]) Der derbe Granat, welcher mit Axinit hätte verwechselt werden können, war frei von Borsäure.

[2]) Lüdecke, Min. d. Harzes, 1896, pag. 456.

[3]) Die braune Farbe rührt von Quellsatzsäure her.

[4]) Das Pulver des auch am Schmalenberge vorkommenden, im derben Zustande oft sehr ähnlichen Brunsvigits ist satt graugrün. Vergl. diese Zeitschrift, XXI. Bd., 2. Heft, 1902, pag. 171.

[5]) Das spezifische Gewicht des Brunsvigits ist 3·0106—3·0125.

[6]) Namentlich Salzsäure zersetzt den Brunsvigit leicht und vollständig.

Digitized by Google

ähnlich. Verschiedene Proben reagieren jedoch nicht immer gleichmäßig, da die Zersetzung bald schwerer, bald leichter erfolgt, stets aber schwerer als beim Brunsvigit. Vor dem Lötrohr liefert er eine schwarze Schlacke. Die Isolierung von Analysenmaterial geschah in folgender Weise. Eine größere Menge der grünen Anteile des Gesteins wurde grob gepulvert und mit stark verdünnter Salzsäure von anhängendem Kalkspat befreit. Nach gründlichem Aussuchen augenscheinlich quarzfreier Stückchen wurden diese im Achatmörser vorsichtig zerdrückt und das dabei entstehende Pulver abgebeutelt. Auf diese Weise resultierte das reine Mineral. Es besitzt folgende Zusammensetzung:

SiO_2	26·55	
Al_2O_3	16·91	entspr. 18·21 Al_2O_3
Fe_2O_3	2·04	
FeO	25·29	
MnO	0·46	entspr. 30·80 MgO
CaO	0·70	
MgO	15·88	
K_2O	Spur	
Na_2O	Spur	
H_2O	12·06	
Summe	99·89	

Nach Tschermaks Theorie über die Zusammensetzung des Orthochlorits nehmen an dessen Aufbau das Silikat des Serpentins $(H_4 Mg_3 Si_2 O_9) = Sp$ und das des Amesits $(H_4 Mg_2 Al_2 Si O_9) = At$ in wechselnden Verhältnissen teil. Wenn wir nun in unserer Analyse das Eisenoxyd auf Tonerde und Eisenoxydul, Manganoxydul und Kalk auf Magnesia umrechnen, so ergeben sich folgende Prozente:

30·30 SiO_2 20·78 Al_2O_3 35·15 MgO 13·76 H_2O

Hieraus läßt sich folgende Formel ableiten: $3\,(H_4 Mg_3 Si_2 O_9) + 4\,(H_4 Mg_2 Al_2 Si O_9)$ bezw. $Sp_3 At_4$.

Die Theorie führt auf Prozente, welche recht gut mit den reduzierten Analysenwerten übereinstimmen:

30·96 SiO_3 20·95 Al_2O_3 35·16 MgO 12,93 H_2O.

Da nun das Mischungsverhältnis $Sp_3 At_4$ einem Klinochlor entspricht, so ist der Pyknochlorit zu demselben zu rechnen. Der hohe Eisenoxydulgehalt macht das Mineral indessen zu einem ungewöhn-

Digitized by Google

lichen Chlorit und rechtfertigt auch mit den vom Klinochlor abweichenden äußereren Eigenschaften die Namengebung.

Im Pyknochlorit liegt der erste in reiner Substanz analysierte Orthochlorit vom Harze vor. Möge seine Entdeckung im Verein mit den kurz vor ihm gefundenen, resp. entdeckten Leptochloriten Delessit[1]), Chalkodit[2]) und Brunsvigit im Radautale, sowie mit dem auch erst in letzter Zeit bekannt gewordenen Stilpnomelan[3]) von Braunesumpf und dem Metachlorit vom Büchenberge, schließlich auch mit dem Epichlorit vom Riefenbachtale dazu beitragen, die noch wenig studierten Chloritarten des Harzes überhaupt sicherzustellen.

An den Pyknochlorit anknüpfend, seien hier noch einige Betrachtungen über die chemischen Veränderungen des Gabbros gestattet, welche sich durch die Art der Neubildungen kenntlich machen. Die Zersetzung des Gabbros ist zweierlei Art. Ist er der Verwitterung preisgegeben, so wird sein Eisenoxydul zu Oxyd oxydiert und die äußeren Schichten werden braun. Es geschieht dies unter dem Einfluß des atmosphärischen Sauerstoffs. Das weiter ins Innere des Gesteins dringende Wasser, welches keinen elementaren Sauerstoff mehr enthält, besitzt auch keine oxydierende Wirkung mehr, zersetzt den Gabbro daher in ganz anderer Weise. Eine Zersetzung ersterer Art führt unter schließlichem völligen Zerfall des Gesteins zur Bildung von Zeolithen, Metalloxyden etc., nicht jedoch zu einer solchen von Chloriten. Bei einer Zersetzung zweiter Art entstehen dagegen vorzugsweise Chlorite. Bedeckt den Gabbro eine Humusschicht, so nimmt diese den Sauerstoff der Atmosphäre auf, gleichsam die äußeren Schichten des Gabbros vertretend, und es entstehen Huminsäuren, von denen z. B. Quellsäure zu schwarzbrauner Quellsatzsäure oxydiert wird. Diese liefert mit Kalk ein schwer lösliches Salz, welches von in Bildung begriffenem Kalkspat aufgenommen wird und ihm eine braune Farbe erteilt.[4]) Gelangen Sickerwässer, welche eine Filtration durch eine Humusdecke erlitten und dadurch ihren Luftsauerstoff einbüßten, in

[1]) XII. Jahresber. d. Ver. f. Nat., Braunschweig f. d. J. 1899/1900, pag. 71. (Die Radautaler Delessitsphäroide gleichen jenen im Analcim von der Pozza-Alp im Fassatale.)

[2]) Ebenda, pag. 73.

[3]) Diese Zeitschr., XXI. Bd., 2. Heft, 1902, pag. 176.

[4]) J. Fromme, Quellsatzsäure als färbender Bestandteil eines Kalkspats aus dem Radautale. X. Jahresber. d. Ver. f. Nat., Braunschweig 1897, pag. 104.

Digitized by Google

Spalten und Klüfte, so wird durch sie auch an diesen Stellen keine oxydierende Zersetzung des Gesteins statthaben können und es resultieren auch hier Neubildungen, welche zum Teil aus eisenoxydulreichen Chloriten bestehen. In unmittelbarer Nähe befinden sich braune Calcitkrystalle mit einem Gehalt an Quellsatzsäure.[1])

Mit der mineralischen Zusammensetzung des Gabbros ändert sich naturgemäß auch der Charakter seiner Neubildungen. In den Noriten und Olivinnoriten des oberen Radautales kommt z. B. als sekundäres Produkt vorzugsweise Serpentin (aus Bronzit und Olivin entstanden) und wenig Chlorit vor, während im Gabbro am Radauberge im Bruche oberhalb „Kolonie Winterberg" und am Schmalenberge Chlorite vorherrschen. Es hat dies offenbar seinen Grund darin, daß in den noritischen Gesteinen, ferner auch im Harzburgit Plagioklas und Diallag — also tonerdehaltige Silikate — zurücktreten, welche dagegen im Gabbro vorherrschen. Zur Entstehung von Chloriten sind letztere aber notwendig.

[1]) Vorkommen im Bruche „Bärenstein IV". Vgl. pag. 70, Fußnote.

Digitized by Google

III. Notizen.

Krystallographische Freibeuter.

Ein kürzlich vorgekommener Fall bildet den Anlaß, auf einen Mißbrauch in der Lehrbuchliteratur hinzuweisen, der immer größere Dimensionen annimmt.

Der mineralogischen Literatur gehört ein Werk an, dessen Text anregend wirkte, auch teilweise Nachahmung fand und das nur Originalabbildungen enthält, mit Ausnahme zweier, die mit Erlaubnis des Urhebers aufgenommen wurden. Die Bilder dieses Werkes sind zumeist von bedeutenden Mineralogen wie F. Becke und M. Schuster entworfen und ausgeführt und zum größten Teile von demselben Künstler in Holz geschnitten. Ein Teil der Illustrationen sind Handzeichnungen und Skizzen, die auf nicht weiter publizierten Beobachtungen des Herausgebers beruhen. Dahin gehören Darstellungen bezüglich der Ätzungserscheinungen, der Härte, der Pyroelektrizität, Mimesie, der parallelen Verwachsungen, der Schlagfiguren etc. Fachleute haben die Originalität dieser Zeichnungen bald erkannt und bei wissenschaftlichen Diskussionen darauf hingewiesen. Nun soll ein Auszug aus mehreren mineralogischen und krystallographischen Lehrbüchern erschienen sein, der, vom Texte abgesehen, sich durch die vielen entlehnten Bilder und insbesondere durch die unerlaubte Wiedergabe vorgenannter Illustrationen bemerklich macht. Der Name des Herausgebers mag hier wegbleiben, wo nur der Mißbrauch getadelt wird.

Nicht bloß Krystallfiguren erscheinen kopiert, auch jene Originalbilder, die sich vor anderen auszeichnen, sie wurden kopiert und veröffentlicht ohne die Erlaubnis des Urhebers, ohne Angabe der Quelle. Das ist aber eine Anmaßung fremden Eigentumes, ein verwerfliches Plagiat, und der Herausgeber wie der Verleger haben es mit dem Gesetze gegen den Nachdruck zu tun, das ein Veröffentlichen solcher Kopien mit Strafe bedroht.[1]) Es ist mißlich, darauf erst hinweisen zu müssen, daß auch die Illustrationen eines Werkes unter dem Schutze des Gesetzes stehen. Es sollte schon ein richtiges Gefühl den Herausgeber eines solchen Auszuges davon zurückhalten, ein Unrecht zu begehen, auch wenn er das Gesetz nicht kennt. Es ist keine Entschuldigung, wenn es im Vorworte heißt, daß von einer speziellen Quellenangabe im Texte im Interesse der Kürze abgesehen wurde. Auch auf eine

[1]) Ges. v. 26. Dez. 1895, R. G. Bl. Nr. 197 ex 1896 und Staatsvertrag zwischen Österreich und Deutschland vom 30. Dez. 1899, R. G. Bl. Nr. 50 ex 1901.

Digitized by Google

Gepflogenheit bei anderen hinzuweisen ist nicht angängig, weil dadurch das begangene Unrecht nicht vermindert wird. Übrigens ist eine so weitgreifende Plünderung in diesem Literaturzweige noch nicht vorgekommen. Und der Verleger? Dieser glaubt nur Originalzeichnungen veröffentlicht zu haben. Und wie soll künftig das Originalwerk vor solchen Eingriffen geschützt werden? Autor und Verleger des letzteren behalten sich die gerichtlichen Schritte vor, auch beabsichtigt der Autor, die in Frage stehenden Illustrationen künftig als Originale zu bezeichnen mit dem Vermerk: unberechtigt kopiert von dem und jenem.

Auch ein anderes Originalwerk ist dem Schicksale der Plünderung nicht entgangen. Dieses vorzügliche Lehrbuch, das in 3. Auflage erschienen, allgemein verbreitet ist und durch seine leicht faßliche Darstellung sowie durch geeignete Illustrationen dem Anfänger den Weg in das Gebiet der Krystallphysik und Krystallographie eröffnet und ebnet, ist wohl würdig, respektiert zu werden. Trotzdem wurden daraus ohne Anfrage beim Autor und ohne Angabe der Quelle mindestens ebensoviele Illustrationen kopiert und zur Ausstattung jenes Auszuges verwendet. Autor und Verleger des Originalwerkes verurteilen dieses Plagiat aufs schärfste und behalten sich weitere Schritte vor. Es wäre noch ein drittes Werk hier zu nennen.

Es wird manche geben, die zwar die getadelte Handlungsweise nicht billigen, jedoch sagen, es lohne nicht der Mühe, wegen unerlaubter Entnahme von 170 Figuren viel Aufhebens zu machen. Es lohnt aber doch. Ob ein Nachdruck des Textes oder der Illustrationen stattfindet, es bleibt dies gleich verwerflich.

Wenn derlei Plagiate öffentlich getadelt werden, so wird dadurch erreicht, daß auch in der deutschen mineralogischen und krystallographischen Literatur das geistige Eigentum geachtet, die Wahrhaftigkeit in der Quellenangabe gehoben und jenes Anstandsgefühl zur Geltung gebracht wird, das in anderen Zweigen der naturwissenschaftlichen Literatur schon früher zum Durchbruch gelangt ist. Die Verfasser von Auszügen, die für den höheren Unterricht bestimmt sind, werden sich dann nicht mehr als außerhalb des Gesetzes stehend betrachten und die Jugend, für die solche Schriften bestimmt sind, wird nicht mehr durch Plagiate gegen Gesetz und Anstand abgestumpft werden.

In den Handbüchern sowie in den Lehrbüchern der Zoologie, Botanik, Geologie, Paläontologie findet man in den Fällen, da eine Abbildung nicht vom Herausgeber, sondern von einem anderen Autor herrührt, jedesmal den Namen der letzteren angegeben. Auch die mineralogischen Handbücher, wie jene von Dana und von Hintze, folgen diesem Gebrauche. Dieser entspricht nicht bloß den literarischen Anstandsregeln, sondern beruht auch darauf, daß nur dem Urheber die Verantwortung für die Richtigkeit der Zeichnung zukommt. Obwohl der Reproduktion von Abbildungen, die in wissenschaftlichen Zeitschriften enthalten sind, auch ohne Angabe der Quelle gesetzlich nichts im Wege steht, wollen doch die Herausgeber der Handbücher jener löblichen Sitte nicht entsagen. Die mineralogischen und krystallographischen Lehrbücher geben fast alle nur Originalfiguren oder erlaubte Reproduktionen wie z. B. jene von Bauer, Groth, Klockmann, Liebisch, jedoch soll auch hier eine Ausnahme vorkommen, die, vom Texte abgesehen, viele Kopien, darunter solche aus dem früher genannten Originalwerke enthält, ohne daß die Einwilligung des Urhebers eingeholt, ohne daß die Quelle angegeben wird. Woher kommt dieser Mißbrauch?

Digitized by Google

Zu früherer Zeit sah man in den mineralogischen Lehrbüchern bloß Krystallprojektionen, die jeder geübte Krystallograph ohne weiteres konstruieren kann. Für den minder Geübten ist es bequemer solche Figuren zu kopieren. Die sauber gestochenen Krystallbilder der Mohs'schen Anfangsgründe sind vielfach benutzt worden. Dagegen läßt sich wohl nichts einwenden. Das Werk ist 66 Jahre alt. In der neueren Zeit brachten aber einzelne Lehrbücher auch Originalskizzen und Bilder nach der Natur als Handzeichnungen und dieser Gebrauch nimmt immer zu. Manche Schriftsteller glauben aber mit diesen ebenso verfahren zu dürfen, wie mit jenen Krystallbildern und begehen eine unerlaubte Entnahme, ohne sich darüber Gedanken zu machen.

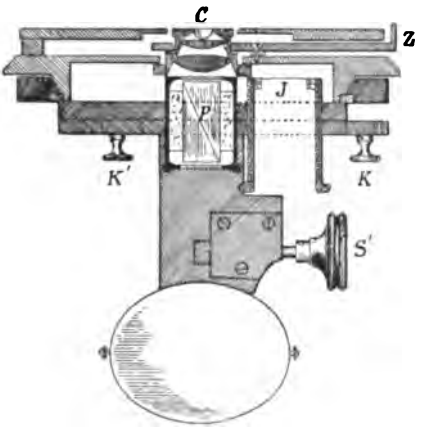
Im didaktischen Interesse ist es nur zu wünschen, daß gute Abbildungen in der Lehrbuchliteratur allgemeine Verbreitung finden, jedoch soll dies nicht im Wege des Plagiates geschehen, sondern mit Einwilligung des Urhebers und jedesmaliger Angabe der Quelle. Das Entnehmen von Illustrationen aus einem Lehrbuche gleichen Faches in das eigene, ohne Erlaubnis und ohne Angabe des Urhebers, verstößt gegen Anstand und gute Sitte, erstens als Anmaßung fremden Eigentumes, zweitens als ein Akt unlauteren Wettbewerbes. Tschermak.

Über eine Verbesserung an der Polarisatoreinrichtung von Mikroskopen.

Unter obigem Titel veröffentlichte E. Leiß in diesen Mitteilungen (21, 454) eine Notiz, welche den Eindruck erweckt, als würde es sich um die selbständige Lösung eines neuen Problems handeln. Da dieselbe Frage von mir früher eingehend studiert wurde und eine ähnliche Vorrichtung schon seit Jahren von der Firma W. u. H. Seibert in Wetzlar nach meinen Angaben ausgeführt wird, möchte ich mir erlauben, auf diesen Nebenapparat hinzuweisen, welcher in meiner wohl auch Herrn Leiß zugänglichen „Anleitung zum Gebrauch des Polarisationsmikroskops“ (Freiberg 1901) in Fig. 16, pag. 17 abgebildet ist und der in nebenstehender Figur reproduziert ist. Die von Herrn Leiß angegebene Verbesserung war bei den von mir angestellten Versuchen, welche auf die Ausschaltung des Polarisators hinzielten, in erster Linie angewandt worden; es erwies sich indes bald, daß verschiedene Mißstände dabei sich einstellten, in erster Linie die Unsicherheit in der genauen Justierung des Polarisators selbst, welche trotz sorgfältigster Arretierungsvorrichtung durch die Drehung leicht eine wenn auch geringe Veränderung erfährt. Der von mir angegebene Apparat vermeidet diesen Übelstand auf einfache Weise, indem an Stelle der Drehung eine horizontale Verschiebung tritt, ganz ebenso, wie sie zur Ausschaltung des Analysators allgemein angewendet wird. Zu diesem Zwecke ist an der unteren Seite des durch Schraube S' vertikal beweglichen Teiles, der den Beleuchtungsapparat nebst der durch Zange Z ausschaltbaren Kondensorlinse C trägt, ein horizontaler, durch die Griffe K und K' verschiebbarer Schlitten eingesetzt, in welchem der Polarisator P einesteils und andernteils eine Hülse eingesetzt ist, in welcher sich eine Irisblende J befindet und die auch zur Aufnahme anderer Blenden geeignet ist. Abgesehen davon, daß

Digitized by Google

bei diesem Apparat eine Verdrehung des Polarisators ausgeschlossen ist, kann durch die Einschaltung des Diaphragmenträgers eine Ausnützung der Leistungsfähigkeit



des Mikroskops in jeder Weise erfolgen, so daß dasselbe für die subtilsten zoologischen oder botanischen Untersuchungen brauchbar wird. Der kleine Nebenapparat, welcher schon an einer ganzen Reihe von Instrumenten zur Ausführung gekommen ist, hat sich auf das beste bewährt.

München, Oktober 1902. E. Weinschenk.

Korund aus Tirol.

Zu den interessantesten Vorkommnissen der Schweizer Zentralalpen, speziell des Campo lungo gehören unstreitig die meist rosenrot gefärbten Korundkrystalle, welche im weißen, körnigen Dolomit eingewachsen sind. Trotz der ausgedehnten Entwicklung, welche dieselben Gesteine am südlichen Abhang der Zentralalpen in den Ostalpen aufweisen, ist aus denselben von analogen Funden nichts bekannt. Es gelang mir nun im vergangenen Sommer bei einer Exkursion, welche dem Besuch der Schneeberger Erzlagerstätte galt, ein übereinstimmendes Vorkommnis aufzufinden. Leider war dasselbe nicht anstehend, sondern entstammt einem offenbar vom Staudenbergergrat herabgestürzten Block, welcher auf dem Weg von Mayern im Ridnauntal nach dem ärarischen Zechenhaus Kasten zur Aufschüttung des Weges zerschlagen worden war. Derselbe fand sich auf der rechten Talseite des Lazzacher Tales etwa eine halbe Stunde unterhalb des erwähnten Zechenhauses. Die in dem körnigen Normaldolomit eingewachsenen trüben Individuen von Korund sind bis $1^1/_2$ *cm* lang, zeigen gleichfalls rosenrote Farbe, sind aber oberflächlich ziemlich weich und in Aggregate glimmerartiger Mineralien umgewandelt. Ihre Form ist sehr unregelmäßig, dagegen die rhomboëdrische Absonderung stellenweise deutlich. Unter dem Mikroskop stimmen die optischen Eigenschaften der noch frischen Partien völlig mit denjenigen des Korunds überein: starke Lichtbrechung, schwache Doppelbrechung, optisch einaxig, negativ. Die Körner erwiesen sich in allen Säuren als unlöslich; das spezifische Gewicht erreichte allerdings nur ca. 3,8, was jedenfalls mit der im mikroskopischen Präparat überall sichtbaren

Digitized by Google

Umwandlung zusammenhängt. Einzelne Körnchen in den Bleistempel eingedrückt, ritzen die Spaltflächen von Topas ganz deutlich, so daß das Mineral unzweifelhaft Korund ist. Die Nachforschungen nach der Herkunft des Blockes werden im kommenden Sommer fortgesetzt. E. Weinschenk.

Neuer Fundort von Beryll bei Zöptau-Petersdorf.

Bei einem Besuch in Zöptau wurde ich in diesem Jahre mit einer neuen Fundstelle von Beryll vertraut. Herr Josef Löw, Werkmeister in Zöptau, machte mich auf denselben aufmerksam. Trotz meiner 89 Jahre folgte ich seiner freundlichen Aufforderung, die auf einer Ackerparzelle des Herrn Karl Sedlaczek, Grundbesitzer in Petersdorf, auf einem Bergrücken südlich von der Schießstätte gelegene Fundstätte aufzusuchen. Die Fundstelle selbst war zur Zeit meines Besuches mit Ackerboden bedeckt und mit Kartoffeln bepflanzt, doch lagen am benachbarten Waldsaum Trümmer eines granitischen Gesteins, welche den Beryll enthielten.

Das im heurigen Jahre entdeckte Vorkommen von Beryll ist in mineralogischer wie geognostischer Hinsicht von dem bisher bekannten Vorkommen bei Marschendorf doch einigermaßen verschieden.

Die eingewachsenen Krystalle sind gewöhnlich, zumeist kleiner, von Farbe mitunter intensiver gefärbt, spangrün, spargelgrün, bläulichgrün, das Muttergestein schon auf den ersten Blick von jenem beim Marschendorfer Vorkommen verschieden. Während dieses einen pegmatitischen Charakter zeigt, vorwaltend Feldspat, von Farbe weiß oder gelblich, mit grauem Quarz, der mitunter wie beim Schriftgranit denselben durchsetzt, findet sich beim Zöptauer Beryllvorkommen der Feldspat mehr gleichmäßig verteilt, von Farbe weiß, fleischrot, grauer Quarz, silberweißer Muskowitglimmer in zarten Schüppchen, kleine kolambinrote Granaten, zahlreich in der Granitmasse zerstreut, mitunter auf der Prismenfläche des Berylls; ein Vorkommen, das lebhaft an jenes des Chrysoberylls von Marschendorf erinnert. Jedoch findet sich im Muttergestein des Marschendorfer Chrysoberylls nebst häufig eingesprengten Granitkörnern nicht selten Fibrolith, wogegen ich im Zöptau-Petersdorfer Muttergestein des Berylls Fibrolith nicht wahrnehmen konnte.

Der Gebirgszug, auf welchem bisher der Marschendorfer Beryll gefunden wurde, zieht sich entlang dem rechten Ufer des Merta oberhalb Marschendorf gegen Stättenhof nach Zöptau und zeigt im Steinbruche nächst der Buschmühle die charakteristischen Eigenschaften von Aktinolgneis.

Dieser Hornblendegneis ist es, welcher die schönsten Epidote von Zöptau zu seinen kostbarsten Schätzen zählt und nebst diesen noch lange eine Fundstätte verschiedener interessanter Minerale bleiben wird.

Jener Gebirgsarm hingegen, welcher am linken Ufer des Merta von Zöptau das Baron Klein'sche Mausoleum trägt und von hier über den Trausnitzberg bei Petersdorf gegen Mährisch-Schönberg sich abdacht, charakterisiert sich als Gneis mit Übergängen zum Glimmerschiefer, Quarzschiefer, Chloritschiefer, Graphitschiefer, Durchbrüche von Granit, Vorkommen verschiedener Mineralien und insbesondere auch durch das hier erwähnte Vorkommen von Beryll.

Digitized by Google

Hinsichtlich der Bezeichnung der neuesten Fundstätte von Beryll: Zöptau-Petersdorf wäre noch zu bemerken, daß der ganze Bergrücken am linken Ufer der Merta gewöhnlich auch als Trausnitzberg bezeichnet wird, weshalb auch die Bezeichnung Trausnitzberger Beryll der Fundstätte Zöptau-Petersdorf substituiert werden könnte. Dr. Melion, Brünn.

Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung.

am 3. November 1902 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut.

Anwesend 27 Mitglieder.

Der Vorsitzende Hofrat Tschermak begrüßt die Mitglieder und erteilt das Wort Prof. Becke zu geschäftlichen Mitteilungen.

Neu eingetreten sind:

Herr Felix Cornu, Stud. phil. (a. o.).
„ Dr. A. Gareiß, Universitäts-Assistent, Prag.
„ R. Handmann, Kustos, Linz.
„ Hugo Herzfelder, Wien.
„ Dr. Josef Melion, Brünn.
„ Josef Schiller, Stud. phil. (a. o.), Wien.
„ Franz Tremml, Wien.
„ Dr. Franz Wähner, Professor a. d. deutschen techn. Hochschule, Prag.

Durch den Tod hat der Verein verloren die Mitglieder:

Herrn P. Anselm Pfeiffer, Gymnasialprofessor, Kremsmünster.
„ Karl Sjögren, Direktor der Alpinen Montan-Gesellschaft, Leoben.
„ Dr. Adalbert Wrany, k. k. Sanitätsrat, Prag.

Die Versammlung erhebt sich zum Zeichen des Beileids von den Sitzen.

Vorlage von Einsendungen.

Herr M. Lechner legt die folgenden neuen Funde, zumeist aus Böhmen, vor:

1. Zu Litic, zwischen Pottenstein und Senftenberg in Böhmen wurde in den dortigen Granitsteinbrüchen Fluorit in sattgrünen Oktaedern mit Calcit und Laumontit gefunden.

2. Wad als Überzug auf Weißbleierz von der langen Zug-Zeche in Mies, Böhmen.

3. Anatas, Brookit, kommen zusammen mit Adular und Pennin in den Klüften eines Steinbruches nächst Kuttenberg in Böhmen vor.

Dies Vorkommen wird von Herrn Hofrat Vrba in Prag beschrieben und wurden von demselben die beiden Stücke speziell zur Vorlage in der Monatsversammlung der W. M. G. überlassen.

4. Vom Silberbergbau zu Kuttenberg liegt vor eine prachtvolle Stufe von Cronstedtit, auf welcher wasserhelle, büschelförmig gruppierte Gypskrystalle sitzen; auf gleichem Gange wurde Magnetkies mit Blende und Quarz gefunden.

Digitized by Google

5. Auf dem Podhorn, einem Basaltkogel unweit von Marienbad, fand der Autor gut krystallisierten Nephelin und Augit.

6. Im Amphibolschiefer von Horky bei Czaslau kommen Analcim, Prehnit, Pistazit, Laumontit und Calcit vor.

7. Auf einem Erzgange zu Přibram wurde in zu Kugeln gruppierten Krystallen Witherit gefunden.

8. Baryt kommt in einer Arkose des Krkavecberges bei Pilsen vor.

9. Einige neue Schlaggenwalder Vorkommen, welche zum Teile beim Bahnbaue, zum Teile in alten Halden gefunden wurden, und zwar:

Topas in kleinen schönen Krystallen;

Skorodit, büschlig oder in kleinen gut gebildeten Krystallen;

Pharmakosiderit in grünen und gelbroten Würfeln mit Topas, Skorodit auf Wolfram;

Wawellit zu kleinen Kugeln formiert, weiß, oder durch Kupferphosphat braun gefärbt;

Turmalin, schwarz strahlig gruppiert und

Granat mit Quarz in gelbbraunen Krystallen.

Herr Dr. Jos. Melion, Brünn, legt vor einige Proben eines von ihm gefundenen neuen Beryll-Vorkommens vom Trausnitzberg bei Zöptau. Ein ausführlicher Bericht erscheint in dieser Zeitschrift, S. 78.

Herr Julius Frieser, Leitmeritz. Ein neues Vorkommen von Kalkuranit in kleinen Täfelchen auf Uranocker und anderen Neubildungen, die mit Uranpecherz beim Bahnbau in Schlaggenwald gefunden wurden.[1])

Herr Handmann, Linz, legte eine Suite der Vorkommnisse vom Kürnberg bei Linz vor: Cordierit, Fibrolith, Granat, Graphit.

Prof. Becke legt eine Probe des neuen Minerales von Volpriehausen Koenenit vor, das sowohl durch sein physikalischen als durch sein chemisches Verhalten sehr merkwürdig ist. Die Probe stammt von Prof. Rinne in Hannover, der das Mineral als neu erkannt und untersucht hat.[2])

G. Tschermak hält einen Vortrag über

Die Salze der Karlsbader Therme.

Die Frage, woher die großen Salzmengen stammen, die von der Karlsbader Therme zutage gefördert werden, stößt jedem auf, der das merkwürdige Phänomen dieser Quelle betrachtet. Die Quantitäten sind sehr bedeutende. Ludwig und Mauthner, die im Jahre 1880 eine chemische Untersuchung sämtlicher Karlsbader Quellen veröffentlichten, berechnen auf Grund der beobachteten Ergiebigkeit von 2037 Liter per Minute eine jährliche Ergiebigkeit von 1070,647.200 Liter, die, wenn die Zusammensetzung des Sprudelwassers zugrunde gelegt wird, 5,886.720 Kilogramm fixe Bestandteile liefern.

Nach der heutigen Auffassung enthält das Quellwasser nicht fertige Salze, diese bilden sich erst beim Eindampfen, daher hat C. v. Than vorgeschlagen,

[1]) Dasselbe Vorkommen wurde dem Herausgeber auch von Prof. Hofmann in Elbogen eingesendet.

[2]) Vergl. Centralblatt für Min. etc. 1902, Nr. 16.

Digitized by Google

das Resultat der Analyse durch die berechneten Äquivalentprozente der Bestandteile darzustellen. Man kann dementsprechend, um die Zusammensetzung übersichtlich auszudrücken, eine Mischungsformel benützen, welche das Verhältnis der Quotienten der fixen Bestandteile durch dessen Atomgewichte anführt. In diesem Sinne kann man die Zusammensetzung des Sprudelwassers annähernd ausdrücken durch die Verhältnisse:

Mg	*Ca*	*Na*	*K*	*Cl*	SO_4	CO_2	SiO_2
2	3	73	2	17	17	17	1

wobei die sehr kleinen Mengen vom Eisen zum Magnesium oder Lithium zum Natrium etc. gerechnet sind.

Wird nunmehr die Frage nach dem Ursprunge dieser Stoffe gestellt, so bleibt die Wahl zwischen mehreren Annahmen. Eine derselben setzt das Vorhandensein fertiger Salze voraus. Ein in der Tiefe verborgener Salzstock oder ein Salzlager ist aus solchen Salzen zusammengesetzt zu denken, wie selbe in den uns bekannten Salzlagern vorkommen. Diese sind Sulfate und Chloride, wie Gyps, Kainit, Steinsalz, Glaubersalz, resp. Thenardit. Weil aber mindestens ein lösliches Carbonat anzunehmen ist, so könnte Trona, das in Salzseen der warmen Klimate ausgeschieden wird, als Bestandteil des hypothetischen Salzlagers gedacht werden. So ergäbe sich die Annahme eines Salzlagers, in dem Gyps, Kainit, Steinsalz, Thenardit und Trona in dem prozentischen Verhältnisse von 8·4 : 7·6 : 14·1 : 27·8 : 40·8 enthalten wären. Eine solche Ablagerung ist wohl im allgemeinen möglich, aber bisher noch nirgends beobachtet worden. Die in den älteren geologischen Epochen gebildeten Salzlager könnten aber von den jüngeren Bildungen dieser Art verschieden sein. Da nun aus den Analysen und der Ergiebigkeit eine jährliche Menge von 5,886.720 Kilogramm fester Bestandteile berechnet wurden, so folgt hieraus und aus der Zusammensetzung der angenommenen Salze eine jährliche Menge von 6,974.260 Kilogramm, die eine mittlere Dichte von 2·276 hätte. Somit würden von der Karlsbader Therme jährlich 3064 Kubikmeter Salze der Tiefe entnommen. Denkt man sich nun den Bereich der lösenden Wirkung in der Tiefe in der Erstreckung von 1 Quadratkilometer gleichförmig verbreitet, so ergibt sich, daß in dem geologisch sehr kurzen Zeitraum von 10.000 Jahren jenes hypothetische Salzlager um 30·6 Meter an Mächtigkeit abgenommen hätte und der Boden von Karlsbad um diesen Betrag gesunken wäre. Es könnten aber auch in dem Salzlager unregelmäßige Höhlungen entstanden sein, die mit Salzlauge erfüllt wären, und solche könnten sich weithin erstrecken, eventuell bis Marienbad reichen. Die Annahme eines abnorm zusammengesetzten Salzlagers, das sich unterhalb des Karlsbader Granits ausbreitet, stößt aber auf große Schwierigkeiten.

Die näherliegende Annahme bezüglich des Ursprunges der Salze ist die einer Auslaugung des Gesteines in der Tiefe, und diese hat seit den von Friedrich Struve angestellten Versuchen Beifall gefunden. Am reichsten an SO_3 und *Cl* sind jungeruptive Gesteine aus der Familie der Phonolithe, welche Hauyn, Nosean, Sodalith enthalten, auch granitische Felsarten wie der Sodalithsyenit gehören hieher. Sieht man von ganz ausnahmsweise *Cl*- und SO_3-reichen Gesteinen ab, so dürfte ein durchschnittlicher Gehalt von 2 Prozent an auslaugbaren Stoffen als plausibel er-

Digitized by Google

scheinen. Denkt man sich hingegen das ausgelaugte Gestein als Granit, so dürfte die Menge von 1 Prozent angemessen sein. Sie entspricht einem Gehalt von 0·37 an Cl und SO_3 zusammengenommen. Die Auslaugung würde darin bestehen, daß aus dem ursprünglichen Gestein Sulfate und Chloride fortgeführt und auch etwas von den Natriumsilikaten durch das CO_2 der Therme zerlegt würden.

Demnach entspräche die genannte jährliche Menge von fixen Bestandteilen des Thermalwassers einer Menge von 294,336.000 Kilogramm jungvulkanischen Gesteines und doppelt so vielem Granit, und wenn die Dichten beider zu 2·9 und 2·7 angenommen werden, so ergeben sich die entsprechenden Gesteinsvolumina. In 10.000 Jahren würden demnach 1015 Millionen Kubikmeter jungvulkanischen Gesteines oder 2180 Millionen Kubikmeter Granit ausgelaugt. Die Auslaugung würde von den Klüften ausgehen, in denen sich die Thermalwässer bewegen, und das ausgelaugte Volumen ist nach diesen Klüften gestreckt zu denken. Würde die Längenerstreckung zu 2 Kilometer, die Breite zu $^1/_2$ Kilometer angenommen, so ergibt sich für das ausgelaugte Gesteinsprisma ein Querschnitt von 1 Quadratkilometer und die Tiefe, bis zu welcher die Auslaugung in 10.000 Jahren stattgefunden hat, zu 1015 Metern oder 2180 Metern.

Die Wässer, durch welche die Auslaugung bewirkt wird, müßten mindestens aus ebensolchen Tiefen emporsteigen und nach der Beschaffenheit des Bodens von Karlsbad wäre das in Anspruch genommene Gestein vorzugsweise Granit. Bei einer geothermischen Tiefenstufe von 30 Metern und der Bodentemperatur von 8° würden in jenen Tiefen Temperaturen von 42° und 80° herrschen. Die Temperatur des Sprudels von 73·8° nähert sich der für Granit berechneten.

Man gelangt aber auch zu der höheren Zahl, wenn man dem Granit bloß eine sehr geringe Menge zersetzbarer Minerale zuschreibt und unter dem Granit jungvulkanisches Gestein annimmt.

Die hier gemachten Annahmen setzen den kurzen Zeitraum von 10.000 Jahren voraus, und wenn sie als plausibel gelten, so würde sich in dem Falle der Auslaugung ein verhältnismäßig nur geringes Alter der Therme ergeben. Die Auslaugungshypothese stimmt sonach gut mit der Gegenwart einer Therme überein, doch haben wir in geringer Entfernung eine andere berühmte kalte Quelle, jene von Marienbad, welche gleichfalls reich an fixen Bestandteilen und ähnlich zusammengesetzt ist wie die Karlsbader Quelle. Nach Gintls Analyse der Alfredsquelle ergibt sich im Vergleiche mit der vorigen:

	Mg	*Ca*	*Na*	*K*	*Cl*	SO_4	CO_3	SiO_2
Karlsbad, Sprudel	2	3	73	2	17	17	17	1
Marienbad, Alfredsquelle .	5	3	68	1	15	20	15	1

Die übrigen Quellen zu Marienbad haben ähnliche Zusammensetzung, aber verschiedene Konzentration. Die Alfredsquelle enthält 1·1, die Ferdinandsquelle 1·6mal so viel fixe Bestandteile als der Sprudel, dagegen die Waldquelle nur 0·39mal so viel. Die Menge der beigemischten wilden Wässer ist also ungleich. Berechnet man aus der von Herrn L. Redtenbacher angegebenen Ergiebigkeit und dem Gehalte sämtlicher 6 Quellen die geförderte Salzmenge, so zeigt sich, daß dieselbe nur $^1/_{33}$ von derjenigen beträgt, welche die Karlsbader Therme liefert.

Digitized by Google

Dementsprechend ist bei sonst gleichen Annahmen die berechnete Tiefe der Auslaugung in 10.000 Jahren viel geringer und beträgt auf jungvulkanisches Gestein bezogen bloß 31 Meter, auf Granit bezogen bloß 66 Meter. Die Quellentemperatur der konzentrierten Wässer, die nur um weniges höher ist als die mittlere Lufttemperatur, würde dieser geringeren Tiefe gut entsprechen.

Wird nun zum Vergleiche auch die Gasteiner Quelle berücksichtigt, so hat man gemäß den von Ludwig und Panzer ausgeführten Analysen für alle drei Quellen das Schema:

	Mg	*Ca*	*Na*	*K*	*Cl*	SO_4	CO_3	*Si*	B_2O_4
Karlsbad . .	2	3	73	2	17	17	17	1	—
Marienbad . .	5	3	68	1	15	20	15	1	—
Gastein . . .	—	9	53	1	13	21	8	10	2

Die letzteren Zahlen würden auf eine andere Gesteinsbeschaffenheit hindeuten als die vorigen. Aus den Angaben Reissachers bezüglich der Ergiebigkeit berechnet sich die jährlich geförderte Salzmenge, die nur $^1/_{11}$ von jener ausmacht, welche Karlsbad liefert. Bei gleichen Annahmen wie vorher würde für Granit eine Auslaugetiefe von 193 Metern folgen, was einer Temperatur von ungefähr 10° entspricht, während der Gasteiner Quelle 49·4° zukommen. Die genannten Annahmen sind also hier nicht anwendbar. Für das ausgelaugte Gesteinsprisma müßte ein kleinerer Querschnitt oder im Gestein die Menge der auslaugbaren Stoffe kleiner angenommen werden, was aber beides der Auslaugungshypothese nicht widerspricht. Zur Erklärung der großen, durch die Karlsbader Quelle geförderten Salzmengen läßt sich auch jene Hypothese in Betracht nehmen, die Herr Prof. E. Suess in einem bei der letzten Naturforscherversammlung abgehaltenen Vortrage angedeutet hat. Nach dieser, die ich als Emanationshypothese bezeichnen will, stammt das Wasser samt den darin enthaltenen fixen Bestandteilen aus der vulkanischen Tiefe her. Diese Annahme erblickt in den Thermen von Karlsbad und allen konstanten warmen Quellen einen beständigen vulkanischen Erguß, ähnlich der Lava. Sie setzt voraus, daß die Elemente des Wassers und der Salze, die in dem glutflüssigen Magma der Tiefe dissoziiert waren, bei der Abkühlung sich absonderten und in einem höheren Niveau zu jenen Verbindungen zusammentraten, die das Quellwasser ausmachen. Dabei ist zu erinnern, daß die Bildung des flüssigen Wassers in einem viel höheren Niveau statthaben müßte, als jene der hier aufgelösten Stoffe.

Man müßte also doch wiederum annehmen, daß zuerst sich in großer Tiefe eine Anhäufung von Salzen gebildet habe, die später, nachdem das Bildungsniveau des flüssigen Wassers herabgesunken war, von diesem ergriffen wurden. Für die kalte Quelle von Marienbad, die ähnliche Zusammensetzung und Konzentration besitzt wie die Karlsbader Therme, läßt sich wohl kaum dieselbe Hypothese benutzen, denn wenn auch ein Erlöschen der vulkanischen Tätigkeit auf den dortigen Klüften angenommen wird, so ist doch für die ehemalige vulkanische Salzbildung ein so tiefes Niveau anzunehmen, daß die daraus emporsteigenden Wässer eine höhere Temperatur darbieten müßten.

Endlich lassen sich auch die Hypothesen bezüglich Emanation und Extraktion verbinden in der Annahme, daß die Auslaugung in erster Linie durch Einwirkung der heißen vulkanischen Dämpfe HCl, SO_2, CO_2, H_2O auf das Gestein bewirkt

Digitized by Google

werde und wegen Vorwiegens der Natriumsalze nach dem Vorgange von Gümbel durch Ableitung des Natriums von einem in der Tiefe befindlichen vulkanischen Plagioklasgestein. Die schwefelige Säure würde beim Zusammentreffen mit dem Magnetit des Gesteines in Schwefelsäure übergeführt. Dabei wird aber sehr viel mehr Magnetit vorausgesetzt, als in einem solchen Gestein vorhanden ist und der Gehalt der Quelle an Eisen müßte dann sehr bedeutend sein, was nicht der Fall ist.

An den Vortrag knüpfte sich eine längere Diskussion, in welcher Professor Uhlig den Gedanken aussprach, daß das heiße Wasser der Quellen vulkanischen Ursprungs sein könnte, wenn auch nicht die gelösten Substanzen. Prof. Becke wies darauf hin, daß in vielen Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges leicht zersetzbare Mineralien auftreten, welche Natrium, Chlor und Schwefelsäure abzugeben vermögen, und daß Mineralquellen einigermaßen ähnlich den Karlsbader Thermen längs der ganzen zentraleuropäischen Eruptivzone verbreitet sind, die mit dem böhmischen Mittelgebirge eine gewisse Verwandtschaft zeigt, während die in Begleitung andesitischer Eruptivgesteine auftretenden Quellen Ungarns zumeist einen anderen Charakter haben (Bitterwässer).

Herr Varges hielt unter Vorzeigung von Skioptikonbildern einen Vortrag über die Edelsteingewinnung auf Ceylon und legte eine schöne Suite von Opalstufen von White Cliff, Australien, vor.

Die Ausstellung: Silber.

An der Ausstellung beteiligte sich: das Hofmuseum (H), das mineralogisch-petrographische Institut der Universität (U), die Kollektionen M. Lechner (L), Prof. Konrad Kürschner (K) und Olivier-Schwarz (S). Eine große Reihe schöner Stufen war ausgestellt worden und gab von dem Auftreten und dem Krystallbau des gediegenen Silbers eine lehrreiche Anschauung.

Unter den ausgestellten Stufen waren folgende österreichische Fundorte vertreten:

Joachimsthal: derb, gestrickt und zähnig (H, L). — Schlaggenwald: drahtförmig mit dunkelvioletten Fluoritwürfeln (L). — Přibram: drahtförmig (H, L); haarförmig und zähnig auf ockerigem Limonit (K). — Ratibořitz: derb, zähnig, drahtförmig, mit Bleiglanz und Blende (H). — Rudolfstadt bei Budweis: blechförmig auf einer grünlichen Schieferunterlage (H); ein ähnliches Stück mit der Fundortbezeichnung Gutwasser (L). — Triesch, Mähren: dünne Drähte und Bleche eingewachsen in derbem Quarz (H). — Annaberg, Niederösterreich: Anflüge und derb in Kalkstein (H). — Schneeberg, Tirol: fein eingesprengt in Blende, begleitet von Bleiglanz und Kupferkies (H).

Aus Ungarn lagen Stücke vor von Schemnitz, drahtförmig (L), Kapnik (H), Rezbanya (H).

Vom sächsischen Erzgebirge war reichlich und in schönen Stufen vertreten der Fundort Freiberg, Himmelsfürst, meist durch die bekannten Stufen von Drahtsilber (H, U, L, S). — Ferner Annaberg: draht- und zahnförmig auf Calcit, Dolomit, Quarz und Blende (K). — Johanngeorgenstadt: gestrickt (L). — Schneeberg: undeutliche Krystalle (L). — Obergrund (L). Ein sehr schönes gestricktes Silber mit rechtwinkligem Aufbau trug die Bezeichnung Sachsen (H).

Digitized by Google

Vom Harz, Andreasberg, war ein schönes Exemplar der Pseudomorphose von Silberglanz nach gediegen Silber ausgestellt (U).

Von anderen deutschen Fundorten sind zu erwähnen: Rudelstadt (H). — Wolfach: zähnig mit Baryt (L). — Wittichen: gestrickte Formen (L). — Müsen, Westfalen: blechförmig (L).

Von sonstigen europäischen Vorkommen war vertreten:

Sardinien durch eine hübsche Stufe von Drahtsilber auf krystallisiertem Argentit (L). — Las Herrerias, Spanien: schwammig lockere haarförmige Aggregate mit Roteisenstein (L, K). — Kongsberg: schöne, z. T. prachtvolle, große Krystallgruppen und Krystallstöcke, z. T. mit feinster Translationsstreifung, ferner zähnige und drahtförmige Massen (H, U, L).

Von Bogoslowsk lagen vor rechtwinklige Krystallskelette in Brauneisen eingewachsen (K) und feine Blättchen (H).

Vom Altai (Schlangenberg) fein eingesprengte und dendritische Gebilde (H).

Von den mit Kupfer verbundenen Vorkommen vom Lake superior, Nordamerika, lagen mehrere schöne Exemplare auf, meist grobe skelettförmige Gestalten von dem Fundort Haughton, Michigan (H, U, L, K).

Aus Mexiko stammt ein herrliches gestricktes Exemplar mit Ästchen, die sich unter 60° kreuzen (U). — Ferner sind vertreten die Fundorte: Zacatecas: blechförmige Gebilde (H, L). — Schöne Skelettformen stammen von San Juan Batista (L), weitere Stücke von Zapuri (H) und Guanajuato (L).

Die südamerikanischen Fundorte waren durch mehrere durch ihre Masse imponierende Klumpen aus dem Hofmuseum repräsentiert, die wohl noch aus der Zeit der spanischen Konquistadoren stammen. Die Fundortsbezeichnungen Peru, Chile sind da von problematischem Wert. Ein prachtvolles dreigliedriges Skelett derselben Sammlung trägt gleichfalls die unbestimmte Etikette Chile. Sonst waren aus neuerer Zeit stammende Stücke ausgestellt von den Fundorten: Copiapo: moosförmig (U); drahtförmig (Z). — Guanaco: eine drusige Platte (L). Chañarcillo: schöne Skelette in Baryt (L) und ein besonders schönes Stück dieser Art (S). — Aus Bolivia war vertreten Potosi (H) und Cobrizos: Platte mit rundlich-buckliger Oberfläche (L).

Monatsversammlung

am 1. Dezember 1902 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut.

Anwesend 33 Mitglieder.

Professor Franz Exner hält einen von Experimenten begleiteten Vortrag über die radioaktiven Substanzen.

Se. Exzellenz Herr E. von Klepsch legt zwei ausgezeichnete Exemplare von Eozoon vor. Das eine von Finland mit einer vortrefflichen Entwicklung von alternierenden konzentrischen Schalen von Calcit und Serpentin, das andere von Passau.

Der Vortragende erörtert die geschichtliche Entwicklung der Ansichten von Eozoon, welche zuletzt von Möbius auf Grund eingehender mikroskopischer Untersuchung dahin zum Abschlusse gebracht wurden, daß in den Eozoon genannten Gebilden nur krystallinische Mineralbildungen vorliegen, eine organische Struktur nicht nachweisbar sei.

Digitized by Google

An den Vortrag schließt sich eine lebhafte Diskussion. Direktor Fuchs ist der Meinung, daß das letzte Wort in der Eozoonfrage noch nicht gesprochen sei, und macht aufmerksam, daß manche Eigentümlichkeiten der vorliegenden und anderer Eozoonexemplare nicht so sehr an Foraminiferen als an Stromatoporen erinnern.

Prof. Becke weist auf die große Ähnlichkeit hin, welche zwischen der Struktur des Passauer Exemplares und anderen Strukturen bestehen, welche durch das gleichzeitige Wachsen zweier Minerale in beschränktem Raume entstehen, wie solche unter anderen bei der Kelyphit genannten Umwandlungsrinde von Pyrop in Olivinfels, ferner bei den Myrmekit genannten Verwachsungen von Plagioklas und Quarz vorkommen.

Hofrat Tschermak spricht die Meinung aus, daß sicher die Struktur der Eozoon genannten Gebilde nichts von organischer Struktur erkennen lasse, daß aber die äußere Form von Stücken, die auf der vorletzten Ausstellung in Paris zu sehen waren, doch für unorganische Gebilde sehr befremdlich gewesen sei. Er schließt sich der Meinung von Direktor Fuchs an, daß die Entscheidung in der Eozoonfrage erst von der Zukunft zu erwarten sei.

Prof. Becke legt einen ausgezeichneten Zwillingskrystall von Dolomit von Binnenthal aus der Sammlung des Herrn Olivier-Schwartz vor, welcher an der Ausbildung der Vizinalflächen des Grundrhomboëders deutlich erkennen läßt, daß das Zwillingsgesetz des Dolomit lautet: Zwillingsebene das Prisma I. Art $(10\bar{1}0)$, nicht aber Zwillingsaxe die Hauptaxe.

Vorlage von Einsendungen:

Herr Felix Cornu legt der Versammlung folgende interessante neue Funde vor:

Jarosit von Laurion in Attica $(K_2O\,3\,Fe_2O_3\,4\,SO_3 + 6\,H_2O)$. Kleine rhomboëdrische mit Alunit isomorphe Krystalle in einer limonitischen Gangart. Das Vorkommen von Jarosit war bisher in Jaroso, Spanien, Schwarzenberg und Hauptmannsgrün in Sachsen, Pisek in Böhmen, ferner von mehreren Fundorten in Arizona, Colorado, Utah und Montana und in Beresowsk bekannt. In Laurium war er bisher nicht gefunden worden.

Uraninit von Schlaggenwald, beim Bau der Bahnstrecke Elbogen-Schönwehr gefunden. Erscheint in Begleitung von Kalk- und Kupferuranit und anderer Uranverbindungen, worunter Gummit, Uranocker und ein uranotilähnliches Mineral.

Zeophyllit $(Si_2\,Ca_4\,H_4\,O_{11}\,F_2)$ von Großpriesen in Böhmen, ein neues, mit Apophyllit verwandtes Mineral, das von Prof. Pelikan in Prag untersucht und beschrieben wurde; es tritt in rosettenartig angeordneten tafeligen Krystallen mit Natrolith auf.

Im Anschluß an die Ausstellung in der Monatsversammlung vom 3. November 1902 legt Prof. A. Friedrich zwei schöne Silberstufen vor. Eine von Freiberg, Abrahamschacht, zeigt gestricktes Silber und Argentit, eingewachsen in gelblichweißen Kalkspat. Die zweite von Guanajuato zeigt zierliche silberweiße Skelette von silberweißer Farbe in Calcit eingewachsen.

Ausstellung: Kupfer.

An der Ausstellung beteiligten sich folgende Sammlungen: Das Hofmuseum (H), das mineralogisch-petrographische Universitäts-Institut (U), die Sammlung des

Digitized by Google

k. k. Gymnasiums im XVII. Bezirk [Prof. Sigmund] (S), die Privatsammlungen der Herren Prof. Friedrich (F), Lechner (L), Olivier-Schwartz (OS).

Von österreichischen und ungarischen Fundorten waren folgende in der Ausstellung vertreten:

Ciaplaja-Alpe, Fassathal, Tirol: eingesprengt (L).

Herrngrund, Ungarn: traubig, moosförmig (L), feinkrystallinische ästige Gruppen auf Holz begleitet von Gypsnadeln (H).

Libethen, Ungarn: rechtwinkelige Skelette (L).

Rudnok, Ungarn: skelettförmige Gebilde auf Opal aufsitzend (L).

Recsk, Ungarn: schöne gestrickte Formen und eine derbe, krystallinische geschliffene Platte (L).

Hloba, Ungarn: (L).

Neusohl, Ungarn: Zementkupfer; ein schönes Exemplar in Form eines kleinen türkischen Hufeisens.

Moldowa, Banat: schöne Skelettformen und rezente Skelettformen auf Holzstücken, ähnlich der oben erwähnten von Herrngrund (L).

Sz. Domokos, Siebenbürgen: drahtförmig und dendritische Bildungen (L).

Deutsche Fundorte:

Kupferberg, Schlesien: Anflüge und Platten von gestrickter Textur (L).

Friedrichssegen: traubige Platte (L).

Virneberg, Rheinpreußen: schöne Krystallskelette, deutliche Zwillinge (L).

Steimel bei Betzdorf a. d. Sieg, Rheinpreußen: mehrere blechförmige Gestalten unter 120° gekreuzt, an der Knickkante mit schönen, z. T. etwas skelettförmig entwickelten Würfeln besetzt (H).

England:

„Cornwall": derb von Cuprit und Chrysokoll in derben Massen überzogen (H).

Redruth, ästige Krystallgruppen und zartgegliederte ästige Platten (L).

Botallack, locker gebaute, moosförmige, sehr zarte Krystallaggregate (L); schöne Skelettformen mit kenntlichen Würfelkrystallen (H).

Liskeard: sehr schöne kleine Krystalle als sekundäre Bildung auf Cuprit.

Rußland:

Nischne Tagilsk, Ural: krustenförmige Drusen, frisch, kupferrot auf Brauneisen (H).

Jekaterinburg: eingewachsene große Krystallgruppen (L).

Bogoslowsk: die schönen, großen, ästigen Krystallgruppen dieses Fundortes, die oft mit Kupferglanz und Cuprit vergesellschaftet vorkommen, oft schwarz angelaufen sind, waren durch eine ganze Anzahl von Stufen vertreten (H, L).

Altai: dünne Platten und Anflüge mit Cuprit, Azurit, Malachit (OS).

Ein sehr schönes, reiches, strauchförmig verästeltes Gebilde (H) trug — offenbar aus alter Zeit stammend — die Fundortbezeichnung Sibirien.

Amerika:

Die prachtvollen Vorkommnisse der nordamerikanischen Seenregion waren in zahlreichen Stufen vertreten. Manche davon waren hervorragend schön durch die gute Entwicklung deutbarer Krystallform. Hervorragend waren schöne Tetrakishexaëder, bei 2 Zentimeter groß, in Zwillingsgruppen mit der Fundortbezeichnung Michigan (H). Von der Cliff Mine lag eine groteske Zwillingsgruppe vor, an

Digitized by Google

welcher gleichfalls Tetrakishexaëder in Zwillingsverwachsung leicht erkennbar waren (H). Vom Fundort Houghton lag eine sehr schöne Krystallgruppe vor, mit der sehr schön entwickelten Kombination Rhombendodekaëder-Ikositetraëder (110.211), zumeist in Zwillingskrystallen entwickelt, die in der gewöhnlichen Weise senkrecht zur Zwillingsebene stark verkürzt sind. Die Kupferkrystalle sind von schönen durchsichtigen Calcit-Skalenoëdern begleitet. Die angeführte Kombination wird in Hintzes Handbuch als selten bezeichnet (L). Vom selben Fundort stammt auch ein gut ausgebildetes Calcit-Skalenoëder, welches zahlreiche flimmernde Einschlüsse von gediegen Kupfer enthält (Dr. Focke). Ein Stück zeigt in sehr deutlicher Entwicklung die Kombination Würfel, Dodekaëder, Oktaëder in zentimetergroßen Krystallen. Als Fundort ist Lake superior angegeben (U). Ein Stück von Ontanogon River zeigt die Kombination Würfel, Rhombendodekaëder, Pyramidenwürfel (hk0.100.100) in deutlicher Entwicklung (H). Schöne ästige Zwillingsgruppen und Skelettbildungen lagen außerdem zahlreich vor [Lake superior (L, S, U), Michigan (F), Franklin (OS), Minnesota, z. T. hohle Krystalle (OS)]. Auch ein unverkennbares Geschiebe war ausgestellt (L).

Interessant sind ferner einige Stücke der Universitätssammlung, welche Proben des Muttergesteins, Porphyrbreccie und Diabas-Mandelstein mit einzelnen moosförmigen eingewachsenen Aggregaten von Kupfer ausstellte. Merkwürdig sind auch Stücke, in welchen das gediegene Kupfer wie ein Bindemittel breccienartig Brocken von Calcit verkittet. Der Calcit ist stellenweise aufgelöst und hinterläßt Abformungsflächen, in welchen die parallelen, durch Spaltung entstandenen Riefen der Calcitbrocken wie in einem galvanoplastischen Abdruck abgeformt sind (U). Ein ähnliches schwammiges Stück, in welchem zahlreiche Gesteinsbrocken eingewachsen waren, hatte Herr Forstinspektor Eugen Dobiasch zur Ausstellung gebracht. Demselben Sammler gehörten ferner Exemplare von gediegen Kupfer mit Malachit und Cuprit von Bisbee, Arizona.

Von Corocoro lagen vor ausgezeichnete Krystallgruppen von Tetrakishexaëdern (L), ferner die bekannten schönen Pseudomorphosen nach Aragonit, welche für die sekundäre Bildung des gediegen Kupfer so lehrreich sind (L, H).

Schöne Pseudomorphosen in der Form des Azurites zu einer sternförmigen Gruppe verwachsen tragen die Fundortbezeichnung Potosi (L).

Von Cobrizos, Bolivia, waren zwei sehr merkwürdige Objekte ausgestellt. Das eine ein Gebilde mit nierförmiger Oberfläche, aufgebaut aus dünnen radialgestellten Fasern von gediegen Kupfer. Auf dem Querbruch ist auch konzentrisch schaliger Aufbau unverkennbar (L). Ein anderes Stück, derb, mit nierförmiger Oberfläche ist interessant durch einen dünnen Überzug von gediegen Silber (F).

Australien:

Von Burraburra lag vor ein überaus zierliches, dentritisches Gebilde, in welchem aber die metallische Kupferfarbe ganz verdeckt ist durch einen dunkel kirschroten Überzug von Cuprit (L). Zwei zierliche Skelette, gleichfalls von Cuprit begleitet, stammen von Brokenhill (OS und U).

Geschäftliche Mitteilung:

Neu eingetreten ist als Mitglied:

Herr Ingenieur A. Rosiwal, Chefgeologe der k. k. geol. Reichsanstalt.

Digitized by Google

IV. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Bamberger M. und Praetorius A.: Autoxydationsprodukte des Anthragallols. II. Mitt. — Sep.-Abdr. a. Sitz. Ber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXI, Abt. IIb, 1902.

Beckenkamp J.: Über den Paramagnetismus einiger hexagonaler und regulärer Krystalle. — Die vizinalen Flächen und das Rationalitätsgesetz. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Krystall. Bd. XXXVI, Nr. 2, 1902.

Derselbe: Zwillingsbildung von Krystallmassen und von Molekülen. Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Krystall. Bd. XXXVI, H. 5.

Bosch J. u. A.: Straßburger Horizontalpendel. Straßburg i. E., Münstergasse 15.

Bruhns W.: Elemente der Krystallographie. Deuticke, Leipzig und Wien 1902.

Hasslinger R. v.: Über die Herstellung künstlicher Diamanten aus Silikatschmelzen. — Sep.-Abdr. a. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, Mathem.-naturw. Kl. Bd. CXI, Abt. 2b, 1902.

Koenigsberger Joh.: Spektralvorrichtung am Mikrophotometer. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Instrumentenkunde. März 1902.

Leiss C.: Krystallpolymeter nach C. Klein. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Instrumentenkunde. Juli 1902.

Loewinson-Lessing F.: Das Wallerant'sche Refraktometer und dessen Anwendung. — Sep.-Abdr. a. Trav. d. la Soc. Impér. d. Nat. d. St. Pétersbourg. Vol. XXXI, livr. 5, Sect. d. Géolog. et de Minér.

Penfield S. L.: On the Solution of Problems in Crystallography by Means of Graphical Methods, based upon Spherical and Plane Trigonometry. — Sep.-Abdr. a. The Amer. Journ. of Sc. Vol. XIV, Okt. 1902.

Richter Oswald: Untersuchungen über das Magnesium in seinen Beziehungen zur Pflanze. I. T. — Sep.-Abdr. a. Sitz.-Ber. d. kais. Akad. d. Wissensch. Wien, Math.-naturw. Kl. Bd. CXI, Abt. I, 1902.

Rinne F.: Die Lockerung des Krystallgebäudes von Zeolithen unter dem Einfluß von Salzsäure. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 19, 1902.

Sachs A.: Über die Krystallform des Rotnickelkieses. — Sep.-Abdr. a. Sitz.-Ber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin. XXXVI, 1902.

Digitized by Google

Smith Herbert G. F.: On the Remarkable Problem presented by the Crystalline Developement of Calaverite. — Sep.-Abdr. a. Mineralog. Magazine. Vol. XIII, Nr. 60, 1902.

Sommerfeldt Ernst: Bemerkungen zur Volumtheorie von Krystallen. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. pag. 633, 1902.

Spezia Giorgio: Solubilita del quarzo nelle soluzioni di silicato sodico. Contribuzioni di geologia chimica. — Sep.-Abdr. a. Att. d. R. Accad. d. Scienze di Torino. Vol. XXXV, 1900.

Derselbe: Sulla trasformazione dell'opale xiloide in quarzo xiloide. — Sep.-Abdr. a. Acc. real. d. Scienze di Torino. Vol. XXXVII, 1902.

Viola C.: Beitrag zur Zwillingsbildung. — Die Bestimmung der optischen Konstanten eines Krystalles aus einem einzigen beliebigen Schnitte. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Krystall. Bd. XXXVI, H. 3, 1902.

Derselbe: Beziehungen zwischen Kohäsion, Kapillarität und Wachstum der Krystalle. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Krystall. Bd. XXXVI, H. 6, 1902.

Derselbe: Sulla legge fondamentale dei cristalli. — Sep.-Abd. a. Proc. verb. Società Toscana d. Scienza Nat. Mai 1902.

Zambonini Ferruccio: Kurzer Beitrag zur chemischen Kenntnis einiger Zeolithe der Umgegend Roms. — Sep.-Abdr. a. Neuen Jahrb. f. Min., Geol. u. Paläont. Bd. II, Jahrg. 1902.

Mineralogie.

Becher Joh. Philipp: Mineralogische Beschreibung der Oranien-Nassauischen Lande nebst einer Geschichte des Siegenschen Hütten- und Hammerwesens. — II. Aufl., Dillenburg, Seels Nachf., 1902.

Hillebrand W. F. und Penfield S. L.: Some Additions to the Alunite-Jarosite Group of Minerals. — Sep.-Abdr. a. The Amer. Journ. of Sc. Vol. XIV, September 1902.

Kraus E. H. und Reitinger Y.: Hussakite, a new Mineral and its Relation to Xenotime. — Sep.-Abdr. a. Americ. Geologist. July 1902.

Prior G. T. und Spencer J. L.: The Cerargyrite Group (holohedral-cubic silver haloids). — Sep.-Abdr. a. Min. Magaz. Vol. XIII, Nr. 60, 1902.

Rinne F.: Arsensulfurit. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 16, 1902.

Derselbe: Chalmersit. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 7, 1902.

Derselbe: Koenenit. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 16, 1902.

Sigmund Alois: Verzeichnis der Minerale Niederösterreichs. — Sep.-Abdr. a. d 28. Jahresber. d. k. k. Staatsgymnasiums im XVII. Bez., Wien 1902.

Zimányi K.: Mineralogische Mitteilungen. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. Krystall. Bd. XXXVI, H. 3, 1902.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Annual Report of the Geological Commission 1900, Cape of Good Hope, Department of Agriculture. Cape Town 1901.

Becker Otto: Die Eruptivgesteine des Niederrheins und die darin enthaltenen Einschlüsse. — Bonn, Verlag Fr. Cohen, 1902.

Belar: Erdbebenforscher-Versammlung in Brescia. — Sep.-Abdr. a. Monatsschr. „Die Erdbebenwarte", Nr. 5 u. 6, Sept. 1902, Laibach.

Digitized by Google

Bergt W.: Über einige sächsische Gesteine. — Sep.-Abdr. a. Abhandl. d. naturw. Gesellsch. „Isis“ in Dresden, 1902.

Calkins Frank C.: A Contribution to the Petrography of the John Day Basin. — Sep.-Abdr. a. Univers. of California Public. Bull. of the Dep. of Geol. Vol. III, Nr. 5, 1902.

Chelius C.: Melaphyrgänge im Melaphyr von Darmstadt. — Sep.-Abdr. a. Centralbl. f. Min. etc. Nr. 17, 1902.

Cohen E.: Das Meteoreisen von N'Goureyma unweit Djenne, Provinz Macina, Sudan. — Sep.-Abdr. a. Mitt. d. naturw. Ver. f. Neu-Vorpommern u. Rügen. Bd. XXXIII, 1901.

Cross Whitmann: Geologic Formations versus Lithologic Individuals. — Sep.-Abdr. a. Journ. of Geol. Vol. X, Nr. 3, 1902.

Cushing H. P.: Pre-Cambrian outlier at Little Falls, Herkimer Co. — Sep.-Abdr. a. Report of the Director and State Geologist. 1900.

Doelter C.: Über einige petrogenetische Fragen. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 18, 1902.

Duparc Louis u. Pearce Francis: Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizelowskaya-Datcha (Gouvernement de Perm), I. Part. — Mem. soc. phys. et hist. nat. de Genève. Vol. XXXIV, 1902.

Felix Johannes und Lenk Hans: Bemerkungen zur Topographie und Geologie von Mexico. — Sep.-Abdr. a. Zeischr. d. deutsch. geolog. Gesellsch. Bd. LIV, 1902.

Dieselben: Zur Frage der Abhängigkeit der Vulkane von Dislokationen. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc., pag. 449, 1902.

Geikie Archibald: The Volcanic Necks of East Fife. — Sep.-Abdr. a. Mem. of the Geolog. Survey on „The Geology of Eastern Fife“. 1902.

Glangeaud M. Ph.: The Volcano of Gravenoir; The Chain of Puys; The Massif of Mont Dore. — Sep.-Abdr. a. Proc. Geolog. Assoc. of London in the Auvergne. Vol. XVII, Part 6, 1902.

Graber Hermann Veit: Geomorphologische Studien aus dem oberösterreichischen Mühlviertel. — Sep.-Abdr. a. A. Petermanns Geogr. Mitt. H. VI, 1902.

Derselbe: Über die Plasticität granitischer Gesteine. — Sep.-Abdr. a. Verh. d. k. k. geolog. Reichsanst Wien. Nr. 5, 1902.

Hennig Anders: Basalt-Tuff von Lillö. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 12. 1902.

Hoffmann J. F.: Zur Theorie der Steinkohlenbildung. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. angewandte Chemie. H. 33, 1902.

Ippen J. A.: Über einige aplitische Ganggesteine von Predazzo. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont. Nr. 12, 1902.

Ippen J. A.: Über einige Ganggesteine von Predazzo. — Sep.-Abdr. a. Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, Math.-naturw. Kl. Bd. CXI, Abt. 1, 1902.

Joukowsky E.: Sur les Eclogites des Aiguilles Rouges. — Genève, Soc. Génev. d'Imprim. 1902.

Katzer Friedrich: Der landschaftliche Charakter von Ceará (Brasilien). — Sep.-Abdr. a. Globus. Bd. LXXXII, Nr. 1, 1902,

Digitized by Google

Kemp J. F.: The Geological Relations and Distributions of Platinum and Associated Metals. — Sep.-Abdr. a. Bull. of the United States Geolog. Survey. Nr. 193, 1902.

Koch Anton: Neuere Beiträge zu den geo-paläontologischen Verhältnissen des Beočiner Zementmergels. — Sep.-Abdr. a. Földtani Közlöny. Bd. XXXII, 1902.

Königsberger Joh.: Über die Bestimmung von Feldspat im Biotitprotogin. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläontol. Nr. 13, 1902.

Kretschmer Franz: Die Entstehung der Graphitlagerstätten. — Sep.-Abdr. a. Österr. Zeitschr. f. Berg- u. Hüttenwesen. Jahrg. L, 1902.

Lacroix A.: Matériaux pour la minéralogie de Madagascar. Les roches alcalines caractérisant la province pétrographique d'Ampasindava. — Sep.-Abdr. a. Nouvell. Archiv. du Muséum. 4ª série, Tom. I, Paris 1902.

Loewinson-Lessing F.: Studien über die Eruptivgesteine. Erster Nachtrag: Berichtigung zu den Zahlen. — Trav. d. la Soc. Impér. d. Natur. de St. Petersbourg. Vol. XXXI, livr. 5. Sect. d. Géol. et d. Minér. 1902.

Luedecke: Über die Steinbeile der Umgegend von Halle a. S. — Sep.-Abdr. a. Jahresschr. f. Vorgeschichte d. sächs.-thüring. Länder. Bd. I, 1902.

Merriam John C.: Triassic Ichthyopterygia from California and Nevada. — Sep.-Abdr. a. Univ. of Californ. Public., Bull of the Departm. of Geolog. Vol. III, Nr. 4, 1902.

Mrazec L. und Tesseyre W.: Aperçu géologique sur les formations salifères et les gisements de sel en Roumanie. — Extr. d. Bibliothèque du „Moniteur d. intér. pétrolif. Roumains". Nr. 43—51. Janv.—Juin 1902.

Newland D. H.: The Serpentines of Manhattan Island and Vicinity and their Accompanying Minerals. — Contrib. f. the Geolog. Department of Columbia Univ. Vol. IX, Nr. 78, 1901.

Novarese V.: L'origine dei giacimenti metalliferi di Brosso e Traversella in Piemonte. — Estr. d. Bollet. d. R. Comitato geol. 1901, n. 1.

Derselbe: La serpentina di Traversella et la sua origine. — Estr. d. Bollet. d. R. Comitato geolog. Fasc. I, Vol. XXI, 1902.

Pelikan A.: Gabbro von Wischkowitz in Böhmen. — Sep.-Abdr. a. d. Sitz.-Ber. d. deutsch. naturw.-mediz. Ver. f. Böhmen „Lotos". Nr. 3 u. 4, 1901.

Derselbe: Petrographische Untersuchungen von Gesteinen der Insel Sokótra, Abd el Kuri und Sémha. — Sep.-Abdr. a. Denkschr. d. mathem.-naturwiss. Kl. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien, Bd. LXXI, 1902.

Prior G. T.: Petrographical Notes on the Rock-Specimens collected in the Little Island of Trinidad, S. Atlantic, by the Antarctic Expedition of 1839—43, under Sir James Clark Ross. — Sep.-Abdr. a. Miner. Magaz. Vol. XII, Nr. 58, 1900.

Derselbe: Tinguaites from Elfdalen and Rupbachthal: Basalts from Madagascar and the Soudan. — Sep.-Abdr. a. Miner. Magaz. Vol. XIII, Nr. 59, 1901.

Queneau Augustin L.: Size of Grain in Igneous Rocks in Relation to the Distance from the Cooling Wall. — Contrib. fr. the Geolog. Department of Columbia Univ. Vol. IX, Nr. 80, 1902.

Digitized by Google

Rinne F.: Über eine Magneteisenerzlagerstätte bei Paracale in Nord-Camarines auf Luzon. — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. prakt. Geol. April 1902.

Rösler H.: Beiträge zur Kenntnis einiger Kaolinlagerstätten. Inaugural-Dissertation, Univ. München. E. Schweizerbart, Stuttgart 1902.

Romberg Julius: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete von Predazzo. I. u. II. — Sep.-Abdr. a. Sitz.-Ber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. Berlin. XXX bis XXXII, 1902.

Sabatini Venturino: Osservazioni sulla profondità dei focolari vulcanici. — Sep.-Abdr. a. Bollet. de r. comit. geolog. Nr. 1, 1902.

Sachs A.: Der „Weißstein" des Jordansmühler Nephritvorkommens. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min., Geol. u. Paläont., pag. 385, 1902.

Schafarzik Franz: Vorläufige Mitteilung über das Auftreten von Quarzporphyren und Porphyroiden in den Komitaten Gömör und Szepes (Zips) in Nordungarn. Sep.-Abdr. a. Földtani Közlöny. Bd. XXXII, H. 7—10, 1902.

Schardt H.: Rapport sur les venues d'eau rencontrées dans le tunnel du Simplon du côté d'Iselle. Lausanne, Corbaz 1902.

Soellner Julius: Geognostische Beschreibung der Schwarzen Berge in der südlichen Rhön. Inaugural-Dissertation, vorgelegt in Straßburg. Berlin 1901.

Souza Brandao V. de: Über den Staubfall in Portugal vom Januar 1902. — Sep.-Abdr. a. d. Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 6, 1902.

Stache G.: Jahresbericht für 1901 der k. k. geol. Reichsanstalt. — Sep.-Abdr. a. d. Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanst. Nr. 1, 1902.

Steinmann G.: Die Neuaufschließung des Alpersbacher Stollens. — Sep.-Abdr. a. Ber. d. oberrhein. Ver. 35, 1902.

Derselbe: Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. pag. 481, 1902.

Suess Eduard: Über heiße Quellen. — Sep.-Abdr. a. Verhandl. d. Gesellsch. deutsch. Naturf. u. Ärzte. Allgemeiner Teil. 1902.

Tarnuzzer Chr.: Die Asbestlager der Alp Quadrata bei Poschiavo (Graubünden). — Sep.-Abdr. a. Zeitschr. f. prakt. Geol. Juli 1902.

Tassin Wirt: The Casas Grandes Meteorite. — Sep.-Abdr. a. Proced. of the Unit. Stat. Nat. Museum. Vol. XXV, Nr. 1277, pag. 69, 1902.

Trener Giovanni Battista: Vorlage der geologischen Karte des Lagorai- und Cima d'Asta-Gebirges. — Sep.-Abdr. a. d. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Nr. 6, 1902.

Turner H. W.: The Nomenclature of Feldspathic Granolites. — Extr. f. Journ. of Geol. Vol. VIII, Nr. 2, 1900.

Viola C.: I principali tipi di lave dei Vulcani Ernici (prov. di Roma). — Sep.-Abdr. a. Bollet. d. R. Comit. Geol. Nr. 2, 1902.

Derselbe: L'augitite anfibolica di Giumarra presso Rammacca (Sicilia). — Sep.-Abdr. a. Bollet. d. R. Comit. Geol. Nr. 4, 1901.

Ward Henry A.: Bacubirito or the Great Meteorite of Sinaloa, Mexico. — Sep.-Abdr. a. Proced. of the Rochester Acad. of Sc. Vol. I, pag. 67, 1902.

Washington H. S.: Igneous Rocks from Eeastern Siberia. — Sep.-Abdr. a. Americ. Journ. of Science. Vol. XIII, March 1902.

Digitized by Google

Weinschenk E.: Die Kieslagerstätte im Silberberg bei Bodenmais. — Sep.-Abdr. a. Abhandl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. II. Kl. Bd. XXI, Abt. II, 1901.

Derselbe: Dynamometamorphismus und Piëzokrystallisation. — Sep.-Abdr. a. Zentralblatt f. Min. etc. Nr. 7, 1902.

Derselbe: Mémoire sur l'histoire géologique du graphite. — Sep.-Abdr. a. Compte-rendu d. VIII. Congr. géol. internat. 1900, 1901.

Derselbe: Über die Plastizität der Gesteine. — Sep.-Abdr. a. Zentralbl. f. Min. etc. pag. 161, 1902.

Cinquantenaire scientifique de M. Berthelot. 24. Nov. 1901. — Paris, Gauthier-Villars, 1902.

Digitized by Google

Neue Bücher.

Das Sonnwendgebirge im Unterinntal. Ein Typus alpinen Gebirgsbaues. Von Dr. Franz Wähner, o. ö. Professor an der k. k. deutschen technischen Hochschule in Prag. — Herausgegeben mit Unterstützung der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen. Erster Teil mit 96 Abbildungen, 19 Lichtdrucktafeln und einer geologischen Übersichtskarte. — Quart, XII und 356 Seiten. Leipzig und Wien, Franz Deuticke, 1903.

Ein mit riesigem Fleiß und der den Verfasser charakterisierenden Gründlichkeit gearbeitetes Werk, dessen Schwergewicht allerdings auf geologisch-tektonischem Boden liegt. Eine eingehende Würdigung nach dieser Seite liegt nach den Zielen unserer Zeitschrift nicht in der Absicht dieser Anzeige. Es genüge die Angabe, daß der Verfasser durch eindringliches Detailstudium den Nachweis von höchst komplizierten, zum Teil in Überschiebungen übergehenden Faltungen im Aufbau des Sonnwendgebirges bringt. Für den Petrographen ist sehr lehrreich der Nachweis, daß viele früher als eine Art Grundkonglomerat aufgefaßte Brekzien sich als tektonische Brekzien herausgestellt haben. Auch sonst enthält das Werk viele wertvolle Angaben über die Zusammensetzung und Bildungsweise der Sedimentgesteine des Gebietes, die in der Petrographie alpiner Sedimente volle Berücksichtigung verdienen. Sehr reich, nicht nur glänzend, sondern auch lehrreich, ist die Ausstattung durch Tafeln nach Photographien des Verfassers. Sie gereicht ebenso dem Autor als dem Verlag und der subventionierenden Gesellschaft zur Ehre.

F. Becke.

Katechismus der Versteinerungskunde (Petrefaktenkunde, Paläontologie). Eine Übersicht über die wichtigeren Formen des Tier- und Pflanzenreiches der Vorwelt von Dr. phil. Hippolyt Haas, Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität Kiel. Zweite, gänzlich umgearbeitete und vermehrte Auflage. Mit 234 Abbildungen und 1 Tafel. Duodez, XII und 237 Seiten. Leipzig, J. J. Weber, 1902. (Webers Katechismen Nr. 121.)

Katechismus der Geologie von Dr. Hippolyt Haas, Professor an der Universität Kiel. Siebente, vermehrte und verbesserte Auflage. Mit 186 in den Text gedruckten Abbildungen und einer Tafel. Duodez, XII und 243 Seiten. Leipzig, J. J. Weber, 1902. (Webers Katechismen, Nr. 42.)

Daß ein Bedürfnis vorhanden ist nach knappen und billigen Büchern über die verschiedensten Wissenszweige, lehren die immer wiederkehrenden Neuauflagen derartiger Publikationen wie die oben angeführten. Es mag hier erwähnt werden, daß die beiden Katechismen von Hippolyt Haas sich vor anderen ähnlichen durch geschickte Auswahl des Stoffes und eine knappe, leicht verständliche Darstellung vorteilhaft auszeichnen. Die 2. Auflage der Versteinerungskunde ist eine völlige Neubearbeitung geworden. In der in 7. Auflage erschienenen Geologie ist der Autor den in letzter Zeit immer energischer hervortretenden Bestrebungen, die Petrographie

Digitized by Google

in ein mehr genetisches System zu bringen, nicht gefolgt. Hier begegnet man noch immer der alten verfehlten Einteilung in einfache und gemengte Gesteine, so daß, um ein besonders in die Augen springendes Beispiel der Inkonsequenzen dieser veralteten Einteilung zu nennen, das Gemenge von Ton und Kalk (Mergel) bei den einfachen Gesteinen aufgezählt wird. Hier wäre in einer 8. Auflage recht viel zu verbessern.

Die Ausstattung beider Bücher entspricht den Anforderungen, die man billigerweise stellen kann. F. Becke.

Ausgewählte Werke des Grafen Kaspar von Sternberg. Erster Band. Briefwechsel zwischen J. W. v. Goethe und Kaspar Graf von Sternberg (1820—1832). Herausgegeben von August Sauer. Mit 3 Bildnissen Sternbergs. Bibliothek deutscher Schriftsteller aus Böhmen. Herausgegeben im Auftrage der Gesellschaft zur Förderung deutscher Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen. Bd. XIII. LI und 434 Seiten Oktav. Prag 1902. J. G. Calve'sche k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhandlung (Josef Koch).

Alle Freunde der Geschichte der Mineralogie und Geologie werden mit Vergnügen diesen neu herausgegebenen Briefwechsel zur Hand nehmen, in welchem das lebhafte und vielfache Interesse des Altmeisters Goethe an Naturwissenschaften in mannigfaltiger Form zum Ausdruck kommt. F. Becke.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

Digitized by Google

V. Über zwei neue dem Pyrophyllit analoge Mineralverbindungen.

Vorläufige Mitteilung von **J. Morozewicz.**

Am Wege von der Stadt Troizk nach Tschelabinsk kommt beim Dorfe Klutschi (Gouvernement Orenburg) dichter, gelblicher Quarzit vor, der feine Adern eines noch nicht näher bestimmten, intensiv blauen Minerals einschließt. Dieses erinnert in seinem äußeren Habitus an Sodalith, für den es anfänglich auch gehalten worden ist.[1]) Allein die vom Akademiker A. Karpinsky vorgenommene mikroskopische Untersuchung hat ergeben, daß das blaue Mineral sich durch faserige Struktur, doppelte Lichtbrechung, Pleochroismus und Unlöslichkeit in Säuren auszeichnet und daß es folglich nicht Sodalith ist, sondern eine dem Pyrophyllit nahestehende Verbindung. Diese Vermutung findet zum Teil ihre Bestätigung in Nikolajews chemischer Untersuchung, der das ganze Gestein mit einem Gemenge von Schwefelsäure und Flußsäure behandelte und den so gewonnenen unlöslichen Rest von blauer Farbe einer Analyse unterwarf. Diese gab als Resultat: 1·30% Wasser, 64·17% Kieselsäure, 30·00% Tonerde und Spuren von Kalk und Magnesia, wobei die Alkalien nicht bestimmt sind. Da überdies die Analyse an einem Material vorgenommen wurde, dessen ursprüngliche Konstitution durch die vorher-

[1]) Vgl. Verhandl. d. k. russ. min. Ges., Bd. III, 1868, pag. 284: G. Romanowskij, Über ein neues Sodalithvorkommen (russ.).

Digitized by Google

gehende Bearbeitung mit Schwefelsäure und Flußsäure alterirt sein konnte, so war die Zusammensetzung des Minerals immer noch einigem Zweifel unterworfen.

Dem Verfasser vorliegender Notiz ist es nun gelungen, das blaue Mineral aus seiner innigen Verbindung mit dem Quarz zu isolieren.[1]) In bis zum spezifischen Gewicht 2·7 verdünnter Flüssigkeit von Thoulet setzt sich das blaue Mineral zu Boden, während der Quarz und vermischte Körner an die Oberfläche steigen. Das so gewonnene körnige blaue Pulver zeigt unter dem Mikroskop nicht die geringste Beimengung von Quarz, obgleich die Färbung der einzelnen Partikel nicht gleichmässig ist und manche von ihnen zum Teil gelblicher erscheinen. Dieselbe Ungleichmäßigkeit der Färbung tritt auch in Dünnschliffen hervor.

Das spezifische Gewicht des Pulver beträgt über 2·8. In Säuren löst es sich sehr schwer, selbst in einem Gemenge von HF und $H_2 SO_4$.

In geschmolzener Soda vor dem Gebläse geht die Zersetzung viel leichter vor sich. Das fein zerriebene Pulver büßt nach dem Glühen seine Farbe ein und wird weiß.

Im Dünnschliffe u. d. M. bildet das blaue Mineral inmitten der feinkörnigen Quarzmasse gewundene spindelförmige Schmitzen oder ganglienförmige Lappen, die sich durch verwickelt faserige Struktur auszeichnen, wobei die Faserung mit der Längsrichtung dieser Gebilde zusammenfällt. Ihre Lichtbrechung ist weit stärker als beim Quarz, die Doppelbrechung jedoch gering. Der Pleochroismus ist sehr bemerkbar: der Faserung parallel blau, senkrecht dazu graulich (fast farblos). Die optische Orientierung näher zu bestimmen ist mir nicht geglückt. Es läßt sich nur konstatieren, daß die größte Elastizitätsachse mit der Faserung zusammenfällt, die kleinste senkrecht dazu steht. Größere Parzellen zeichnen sich durch wellenförmige Auslöschung aus. Im konvergenten polarisierten Lichte kann man zuweilen undeutliche Anzeichen von Zweiachsigkeit bemerken.

Die chemische Zusammensetzung dieses faserigen Minerales ist nachstehende:

[1]) Das zur Untersuchung verwandte Material verdanke ich der Freundlichkeit des Herrn Akad. A. Karpinsky.

Digitized by Google

	I.	Ia.	Ib.	Ic.
SiO_2	59·24	60·15	61·34	66·6
TiO_2	0·23	—	—	—
Al_2O_3	33·87	33·92	34·60	28·4
$Fe_2O_3 + FeO$.	1·04	—	—	—
CaO	0·67	—	—	—
MgO	0·20	—	—	—
K_2O	0·34	—	—	—
Na_2O	1·39	2·74	—	—
H_2O	3·08	3·19	4·06	5·0
	100·06	100·00	100·00	100·0

Die in der zweiten Kolumne stehenden Ziffern entsprechen dem ermittelten Molekularverhältnis, wobei geringe Quantitäten von Kalk, Magnesia und Kali in Natriumoxyd umgerechnet sind.

$$(1^3/_5\ H_2O\ .\ ^2/_5\ Na_2O)\ .\ 3\ Al_2O_3\ .\ 9\ SiO_2 \quad . \quad . \quad \text{(Ia)}$$

Es ist leicht ersichtlich, daß hier das Verhältnis der Tonerde zum Kieselsäureanhydrid das nämliche ist, wie beim Natrolith, dagegen ist der Gehalt an Wasser und Basen um $^1/_3$ geringer, als der von Natriumoxyd im Natrolith-Silikat (ohne sein Krystallisationswasser).

Zum Vergleich mit Pyrophyllit setzen wir die erhaltene Formel in Gestalt reiner Alumokieselsäure her:

$$2\ H_2O\ .\ 3\ Al_2O_3\ .\ 9\ SiO_2 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{(Ib)}.$$

In der vierten Kolumne sind die der Pyrophyllitformel entsprechenden Ziffern angegeben:

$$H_2O\ .\ Al_2O_3\ .\ 4\ SiO_2 \quad . \quad . \quad . \quad \text{(Ic)}$$

Aus diesem Vergleich geht hervor, daß wir es mit einer dem Pyrophyllit analogen, aber keineswegs mit ihm identischen Verbindung zu tun haben. Zur Kontrolle der erlangten Ergebnisse wurde eine zweite Probe des Gesteines der gleichen Behandlung unterzogen. Allein es stellte sich schon auf den ersten Blick heraus, daß das dabei gewonnene bläuliche Pulver von dem vorhergehenden verschieden war: seine Färbung war blasser und noch weniger gleichmäßig. Das spezifische Gewicht, vermittels des Pyknometers bestimmt, betrug 2·869.

Digitized by Google

In chemischer Beziehung erwies sich das aus dem zweiten Probestück ausgeschiedene Pulver als noch widerstandsfähiger. Ein Gemenge von Schwefel- und Flußsäure löst es überaus schwer und langsam. Das fein pulverisierte und zuvor vor dem Gebläse geglühte Material wurde während dreier Tage auf dem warmen Wasserbade der Einwirkung der oben erwähnten Säuremischung ausgesetzt und nichtsdestoweniger blieb ein ungelöster Rückstand von ca. 2·5% übrig. Dieser bestand aus größeren Körnchen des nämlichen Minerals.

In geschmolzener Soda auf starkem Feuer zersetzt sich das Pulver leicht und vollkommen.

Seine chemische Analyse ergab folgende Bestandteile:

	II.	IIb.	
SiO_2	72·27	72·13	73·09
TiO_2	Spuren	—	—
Al_2O_3	24·15	24·41	24·73
$Fe_2O_3 + FeO$.	0·75	—	—
MgO	0·25	—	—
K_2O	0·56	—	—
Na_2O	1·35	1·85	—
H_2O	1·66	1·61	2·18
	100·99	100·00	100·00

Die Ziffern der zweiten Kolumne entsprechen der Formel:

$$(^3/_4\ H_2O\ .\ ^1/_4\ Na_2O)\ .\ 2\ Al_2O_3\ .\ 10\ SiO_2 \quad . \quad . \quad . \quad \text{(IIa)}$$

wobei auch hier Magnesia und Kali in Natriumoxyd umgerechnet ist.

Die dieser Verbindung entsprechende reine Alumokieselsäure läßt sich durch folgende Formel ausdrücken:

$$H_2O\ .\ 2\ Al_2O_3\ .\ 10\ SiO_2 \quad . \quad . \quad . \quad \text{(IIb)}.$$

Obgleich die beiden oben analysierten Verbindungen sich in ihrer prozentuellen Zusammensetznng stark voneinander unterscheiden, gehören sie doch augenscheinlich ein und derselben Gruppe von Alumokieselsäuren an, deren Wasserstoff nur zum Teil durch ein- und zweiwertige Metalle ersetzt ist. Beide Verbindungen sind also dem Pyrophyllit analog.

Die erste von ihnen kann man als Anhydridsäure betrachten, die dem um $^1/_3$ entwässerten Natrolith-Silicat entspricht:

Digitized by Google

$$3\,H_2\,Al_2\,Si_3\,O_{10} - H_2O.$$

Letzterer Formel kann man auch die Gestalt einer Doppelverbindung von dem Natrolith entsprechender Alumokieselsäure mit ihrem Anhydrid geben:

$$2\,H_2\,Al_2\,Si_3\,O_{10} \,.\, Al_2\,Si_3O_9 \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{(I b)}.$$

Die zweite von den analysierten Verbindungen kann in ähnlicher Weise in folgender Form dargestellt werden:

$$2\,H_2\,Al_2\,Si_5\,O_{14} - H_2O \text{ oder}$$
$$H_2\,Al_2\,Si_5O_{14} \,.\, Al_2\,Si_5O_{13} \quad . \quad . \quad . \quad . \quad \text{(II b)}.$$

Diese zweite Verbindung ist also eine zur Hälfte entwässerte Alumokieselsäure, die dem Silicat von Phillipsit oder Harmotom entspricht. Ebenso kann man ihr den Charakter einer molekularen Doppelverbindung von dem Phillipsit oder Harmotom entsprechender Alumokieselsäure mit ihrem Anhydrid zuschreiben (II b).

Die Verbindungen, von denen hier die Rede ist, sind aber auch noch in der Beziehung von Interesse, daß sie zusammen mit den schon längst bekannten und ihnen der chemischen Konstitution nach analogen Mineralen, Nakrit und Pyrophyllit, eine geschlossene Reihe von Alumokieselsäuren mit beständig wachsender Atomzahl von Silicium ausmachen:

$H_2\,Al_2\,Si_2\,O_8 + H_2O$	Nakrit
$3\,H_2\,Al_2\,Si_3O_{10} - H_2O$	(I b)
$H_2\,Al_2\,Si_4\,O_{12}$	Pyrophyllit
$2\,H_2\,Al_2\,Si_5\,O_{14} - H_2O$	(II b)

Es läßt sich erwarten, daß im Laufe der Zeit noch weitere Alumokieselsäuren werden entdeckt werden, die dem Orthoklas und dem Albit $(H_2\,Al_2\,Si_6\,O_{16})$ und anderen noch saureren Alumosilicaten entsprechen.

Die vorstehend mitgeteilten Beobachtungen können indes noch nicht als abgeschlossen gelten. Die oben dargelegten Ansichten in Betreff der chemischen Natur der den Quarzit durchwachsenden Minerale können eine streng wissenschaftliche Begründung erst dann erfahren, wenn es gelungen sein wird, die besprochenen Alumokiesel-

Digitized by Google

säuren in die entsprechenden Salze umzuwandeln, d. h. in Natrolith, Phillipsit oder Harmotom. Leider ist das dem Verfasser zur Verfügung gestellte Material zum größten Teil zu den Analysen verbraucht worden, so daß weitere Untersuchungen erst von der Zukunft zu erwarten sind, sobald eine größere Menge des Gesteins herbeigeschafft ist. Dann erst wird es auch möglich sein, sich über die Beziehungen der beiden Verbindungen zueinander und zu der sie einschließenden Quarzitmasse, sowie über die Natur der blauen Färbung des Minerales u. s. w. klar zu werden.

Digitized by Google

VI. Über die Identität des Hallstädter Simonyits mit dem Astrakanit.

Von **F. M. Jaeger** in Zaandam.

Vor kürzerer Zeit hat mir Herr Prof. Van 't Hoff in Berlin freundlichst eine im Jahre 1898 in Hallstadt gesammelte Stufe zur Untersuchung überlassen, die hauptsächlich aus in derbem, braunem Polyhalit eingesprengten, bis zollgroßen Krystallen des sogenannten Simonyits von diesem Fundorte bestand. Da Prof. Van 't Hoff, wie er mir mitteilte, bei seinen zahlreichen Untersuchungen über den Astrakanit noch niemals auch nur die geringste Andeutung einer zweiten Modifikation dieses Minerals begegnet hatte, so war es mir darum zu tun, die Identität oder Verschiedenheit des „Simonyits" mit dem Astrakanit festzustellen und dieses Hydrat des Natrium-Magnesiumsulfats auf eine etwa vorliegende Dimorphie zu untersuchen. Umsomehr war dies erwünscht, weil die Identität beider Mineralien nach den vorliegenden Angaben und Untersuchungen höchst wahrscheinlich ist, obgleich sie nirgendwo definitiv ausgesprochen wird, und man eher, trotz den mannigfachen Andeutungen in Bezug auf diese Identität, noch stets eine gewisse Tendenz zur Differenzierung beobachten kann.

Die untersuchten Krystalle waren von vorzüglicher Beschaffenheit, sie hatten starken Glanz und lieferten sehr scharfe Reflexe, so daß sehr genaue Messungen möglich waren. Die an verschiedenen Individuen gemessenen Winkel differieren bis zu $\pm 3'$; der Habitus dieser Krystalle ist ein sehr wechselnder: bald sind sie dickprismatisch nach der Vertikalachse, mit gleich starker Ausbildung der Formen

Digitized by Google

{111} und {001}; bald auch in der Richtung der Vertikalachse langgestreckt, mit breiten Klinodoma-Flächen {011} und {021}, während die Pyramiden nur sehr untergeordnet erscheinen; auch die Anzahl der in Kombination auftretenden Formen ist bei den einzelnen Krystallen durchaus variabel.

Die Krystalle sind monoklin-holoëdrisch; das Achsenverhältnis sowie die Winkelwerte sind aber identisch mit denen des Astrakanits; zum Vergleich sind die bezüglichen Winkel dieses letzteren Minerals in nachstehender Tabelle neben denen des Hallstädter „Simonyits" eingetragen.

$$\dot{a} : \bar{b} : \dot{c} = 1{\cdot}3490 : 1 : 0{\cdot}6746$$

$$\beta = 79^{0}\ 11^{1}/_{2}'$$

	Simonyit					
Kante:	I.		II.		III.	
$(00\bar{1}) : (110)$	$= 96^{0}\ 30'$		—	—	—	—
$(001) : (011)$	$= 33^{0}\ 27'$		33^{0}	$25'$	33^{0}	$32'$
$(001) : (111)$	$= 36^{0}\ 57'$		—	—	—	—
$(021) : (011)$	$= 19^{0}\ 23^{1}/_{2}'$		19^{0}	$25'$	—	—
$(011) : (0\bar{1}1)$	$= 67^{0}\ 6^{3}/_{4}'$		—	—	—	—
$(021) : (010)$	$= 37^{0}\ 11^{1}/_{2}'$		—	—	—	—
$(010) : (011)$	$= 56^{0}\ 35'$		—	—	—	—
$(110) : (111)$	$= 46^{0}\ 37^{2}/_{3}'$		—	—	45^{0}	$56'$
$(00\bar{1}) : (11\bar{1})$	$= 42^{0}\ 11'$		—	—	—	—
$(110) : (11\bar{1})$	$= 54^{0}\ 19^{1}/_{2}'$		—	—	—	—
$(111) : (1\bar{1}1)$	$= 57^{0}\ 49'$		57^{0}	$41'$	—	—
$(110) : (210)$	$= 19^{0}\ 28^{1}/_{2}'$		19^{0}	$39'$	19^{0}	$26'$
$(110) : (120)$	$= 16^{0}\ 18'$		—	—	—	—
$(120) : (010)$	$= 20^{0}\ 42'$		20^{0}	$41'$	—	—
$(210) : (2\bar{1}0)$	$= 67^{0}\ 9^{2}/_{3}'$		—	—	66^{0}	$38'$
$(210) : (320)$	$= 7^{0}\ 58'$		7^{0}	$55'$	—	—
$(320) : (110)$	$= 11^{0}\ 32^{1}/_{2}'$		11^{0}	$28'$	—	—
$(\bar{1}00) : (\bar{2}11)$	$= 55^{0}\ 40'$		—	—	—	—
$(\bar{2}\bar{1}1) : (011)$	$= 44^{0}\ 9'$		—	—	—	—

Digitized by Google

	Astrakanit		
Kante:	IV.	V.	VI.
$(00\bar{1}) : (110) =$	— — —	— —	— —
$(001) : (011) =$	33° 25′ 5″	— —	— —
$(001) : (111) =$	36° 55′ 10″	— —	— —
$(021) : (011) =$	19° 22′ 50″	— —	— —
$(011) : (0\bar{1}1) =$	66° 45′ 40″	— —	— —
$(021) : (010) =$	37° 9′ 35″	— —	— —
$(010) : (011) =$	56° 37′ 10″	— —	— —
$(110) : (111) =$	46° 40′ 50″	— —	46° 20½′
$(00\bar{1}) : (11\bar{1}) =$	42° 7′ 20″	— —	— —
$(110) : (11\bar{1}) =$	54° 14′ 35″	— —	— —
$(111) : (1\bar{1}1) =$	57° 42′ 20″	57° 32′	— —
$(110) : (210) =$	19° 29′ 15″	19° 31½′	19° 26′
$(110) : (120) =$	16° 19′ 50″	— —	— —
$(120) : (010) =$	20° 36′ 45″	— —	— —
$(210) : (2\bar{1}0) =$	67° 9′ 40″	— —	— —
$(210) : (320) =$	7° 53′ 45″	— —	— —
$(320) : (110) =$	11° 28′ 50″	— —	— —
$(\bar{1}00) : (\bar{2}11) =$	55° 34′ 30″	— —	— —
$(\bar{2}\bar{1}1) : (011) =$	— — —	— —	— —

In dieser Tabelle beziehen sich die ersten drei Spalten auf dem „Simonyit" von Hallstadt, und zwar sind unter I meine Messungen, unter II diejenigen des Herrn Dr. Koechlin, dessen Abhandlung[1]) die neuesten, auf dieses Mineral bezüglichen Untersuchungen enthält, während unter III die ursprünglichen[2]), nur approximativen Werte eingetragen sind. Die Spalten IV—VI beziehen sich auf Messungen des Astrakanits, und zwar sind in IV die Messungen Jeremejeffs[3]), welche fast identisch mit denen[4]) Vom Raths und von Groth und Hintze[5]) sind, eingetragen; in V finden sich einige Messungen Bückings[6]), in VI einige von

[1]) Ann. d. k. k. Naturhist. Museums Wien (1900), Bd. XV, 103.
[2]) Sitz.-Ber. Wien. Akad. d. Wiss., II. Abt., Bd. 60 (I), 718.
[3]) Zeitschr. f. Kryst., 23, 269 (1894). (Ref.)
[4]) Pogg. Ann., 144, 586.
[5]) Zeitschr. d. geolog. Ges. (1871), 670.
[6]) Zeitschr. f. Kryst., 15, 568 (1889).

Digitized by Google

Luedecke.[1]) Weitere Angaben über den Astrakanit findet man in der unten angegebenen Literaturzusammenstellung.[2])

Auch die optische Orientierung ist genau dieselbe wie beim Astrakanit. Die Achsenebene ist (010); man beobachtet eine starkgeneigte Dispersion. Die erste Mittellinie des „Simonyits" liegt im spitzen Winkel $\grave{a} : \acute{c}$, und bildet circa $38^1/_2{}^0$ mit der Vertikalachse. Die Doppelbrechung ist negativ; der mittlere Brechungsexponent zirka 1·47.

Die krystallographische und optische Identität des „Simonyits" mit dem Astrakanit ist deshalb über jeden Zweifel erhaben.

Schon früher hat Herr Reichardt[3]), der einen sogenannten „Simonyit" von Staßfurt untersuchte, diese krystallographische Identität erkannt und kam daher zu dem Schluß, daß — wenn überhaupt beide Mineralien als verschiedenartig aufzufassen sind — der Unterschied sich nur auf die Art und Weise der Wasserabgabe beziehen könnte. Zu demselben Resultat kommt man auch durch die Bestimmungen der Herren Vom Rath, Groth und Hintze.

Ich habe deshalb die Wasserabgabe des sehr fein gepulverten Simonyits studiert durch jedesmalige Erhitzung in einem Flüssigkeitsthermostaten während 2 bis 3 Stunden bei den folgenden Temperaturen:

Ich fand, daß bei

85° C.	0·55%	des Wassers	entwich.
100° C.	3·98%	„ „	„
120° C.	50·2%	„ „	„
130° C.	50·25%	„ „	„
Glühen	100%	„ „	„

Deshalb sind bei 120° C. 2 Moleküle Krystallwassers ausgetrieben; der Rest wird erst bei 200° C. und höher entweichen. Das Mineral verwittert nicht. Zum Vergleich sind in nachstehender Tabelle die Resultate anderer Forscher neben die meinigen gestellt.

[1]) Zeitschr. f. Naturwiss., Halle (1885), **58**, 645. Ref. Zeitschr. f. Kryst., **13**, 292 (1887).

[2]) John, Chem. Schrift. (1821), Bd. VI, 240; Hayes, Proc. Nat. Hist. Soc. Boston, **5**, 391; Sillimans Journal (II. S.), **24**, 112; Foullon, Ref. Zeitschr. f. Kryst., **18**, 658; Osann, ebenda, **23**, 589 (1894); Schimper, ebenda, **1**, 71; Tschermak, ebenda, **1**, 517; Mallet, Miner. Magaz., **11** (53), 311 (1897).

[3]) Neues Jahrb. f Miner. u. s. w. (1871), 856.

Digitized by Google

Temperatur	Ausgetriebenes Wasser bei Simonyit				Ausgetrieb. Wasser bei Astrakanit		
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
	Prozent				Prozent		
85° C. . .	0·55	0	—	—	Ein wenig W.	—	—
100° C. . .	3·98	—	30	0	—	—	40
108° C. . .	—	$37^1/_2$	$37^1/_2$	—	—	—	—
120° C. . .	50·2	—	—	—	50	—	—
130° C. . .	50·25	$37^1/_2$	—	—	—	50	—
140° C. . .	—	—	—	Wenig W.	—	—	50
160° C. . .	—	—	—	52·5	—	—	—
180—190° C.	—	—	—	70·7	—	—	—
200° C. . .	—	100	—	—	—	—	—
300° C. . .	—	—	—	—	—	50	—
Glühen . .	100	—	100	100	—	—	—

Die unter 2. eingetragenen Zahlen stammen von Koechlin, unter 3. von Tschermak, unter 4. von Reichardt; ebenso unter 5. bei einem Astrakanit von Varcha-Mine (Mallet); unter 6. von Astrakanit V. Raths; unter 7. bei dem v. Groth und Hintze aus Staßfurt.

Es ist aus dieser Angabe ersichtlich, wie verschiedenartig das Wasser bei jeder einzelnen Untersuchung der beiden Mineralien entweicht. Während bei 108° nach Koechlin und Tschermak der Simonyit die Zusammensetzung des Löweits erhält, ist von mir bei 100° keine größere Wasserabgabe als 4% konstatiert worden und ist bei 120° C. nur die Hälfte des Wassers noch vorhanden. Meine Resultate sind völlig denen beim Astrakanit des Herrn Mallet analog, und jedenfalls sieht man, daß es nach den anderseits gehuldigten Ansichten, ebensoviele Modifikationen des Astrakanits geben muß, als es Angaben dieser Art bei den verschiedenen Forschern gibt. Die geringe Übereinstimmung ist eher auf eine Differenz in der Bindungsweise des Wassers, chemisch oder mechanisch, zurückzuführen. Daß ein Teil des Wassers wenigstens mechanisch gebunden ist, scheinen auch die Analysen des Simonyits und Astrakanits zu beweisen: bald bekommt man zu niedrige, bald zu hohe Prozentzahlen für den Wassergehalt; die Differenzen gehen bis zu $\pm 2\%$; man vergleiche

Digitized by Google

die angegebene Literatur. Weiter habe ich Astrakanite gesehen, die Jahre hindurch aufbewahrt waren, ohne nur die geringsten Spuren einer Verwitterung zu zeigen; die Krystalle haben selbst eine gewisse Tendenz, Wasser auf ihrer Oberfläche zu kondensieren. — Die Verwitterung solcher wasserhaltiger Salze wird dann auch zweifelsohne eine Erscheinung sekundärer Natur sein: z. B. werden Einschlüsse oder Verunreinigungen die Art des Verwitterns in hohem Grade beeinflussen, so daß Verschiedenheiten, die sich nur auf die Art der Wasserabgabe beziehen, nicht als Anhaltspunkte zur Beurteilung chemischer Differenzen betrachtet werden dürfen!

Es ist deshalb nach allem ganz sicher, daß man von einem Unterschied zwischen Simonyit und Astrakanit überhaupt nicht reden kann, und wäre es zur Vorbeugung eventueller Mißverständnisse sehr wünschenswert, daß der Namen „Simonyit" aus der Mineralogie entfernt und in der Folge stets durch den Namen Astrakanit ersetzt werde.

Digitized by Google

VII. Der Gloggnitzer Forellenstein,

ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis.

Von **Hermann Graf Keyserling.**

Im Herbste des Jahres 1901 habe ich auf Anraten und im Auftrage des Herrn Professor F. Becke die Bearbeitung des Gloggnitzer sogenannten „Forellensteins" oder „Forellengranulits" unternommen.

In vorliegender Abhandlung sollen die Resultate dieser Untersuchung dargelegt werden.

Der Natur der Sache nach hatte die Arbeit vorwiegend petrographischen Charakter; da aber auch über die Art des Auftretens, Lagerungsform und die geologische Stellung des Gesteins bisher nicht allzuviel bekannt war, habe ich einige Zeit mit dem Studium des Gesteins an Ort und Stelle verbracht.

Mit dem geologischen Teil möge begonnen werden.

Geologie.

Obgleich das Vorkommen des Forellensteins schon längst bekannt war, existiert über ihn doch nur eine äußerst spärliche Literatur. Cžjžek[1]) bespricht ihn kurz im Jahre 1854. In Fr. v. Hauers Geologie Österreichs wird er als ein kleines Zwischenlager der Grünsteinschiefer, die den Gloggnitzer Berg zusammensetzen, angeführt. Das einzige Genauere, was wir über den Forellenstein bisher wußten, verdanken wir Franz Toulas Arbeit: „Geologische Untersuchungen in der Grauwackenzone der nordöstlichen Alpen

[1]) Johann Cžjžek, Das Rosaliengebirge. Jahrbuch d. k. k. Geol. Reichsanstalt, Jahrgang 1854.

Digitized by Google

mit besonderer Berücksichtigung des Semmeringgebietes."[1]) Dort findet sich pag. 24 ein Profil des Schloßberges Gloggnitz. Pag. 26 erwähnt Toula einzelner Findlinge des Gesteins im Payerbachgraben. Pag. 31 wird mitgeteilt, daß Sueß gelegentlich einer Exkursion im Semmeringgebiet an derselben Stelle gleichfalls Forellenstein angetroffen habe. Pag. 38 wird ein heller Gneis bei Vöstenhof besprochen, den Cžjžek[2]) dem Forellenstein parallelisiert hat. Näheres wird an den entsprechenden Stellen mitgeteilt werden.

Auf der seiner Abhandlung beigegebenen Übersichtskarte des Semmeringgebietes ist der „Granulit" in Form dreier ostwestlich gestreckter Parallelogramme eingezeichnet; das erste davon bei Schloß Gloggnitz; dann weiter westlich, in der Luftlinie beiläufig in der Fortsetzung des ersten Vorkommens ein zweiter längerer Streifen im Schachergraben, der nach kurzer Unterbrechung südlich vom Payerbachgraben wieder auftritt und zuletzt von einer Verwerfung abgeschnitten wird.

An vielen Stellen der Arbeit finden sich Profile, wo auch der Forellenstein verzeichnet ist.

Was nun meine eigenen Aufnahmen anbetrifft, so war es keine leichte Aufgabe, Grenzen und Lagerungsform genau festzustellen; die Aufschlüsse sind schlecht und spärlich, an den meisten Stellen war wegen der dichten Bewaldung überhaupt nicht viel auszurichten. So kann das Bild, das ich hier geben werde, auch keinen Anspruch auf Vollendung oder absolute Genauigkeit erheben.

Der Forellenstein bildet eine im allgemeinen konkordante Einlagerung in den Grauwacken und Schiefern des Semmeringgebietes. Toulas Auffassung der Tektonik, wie sie in seinen Profilen Ausdruck findet, kann ich mich nur anschließen. Darnach fällt der ganze, die verschiedensten Formationen in sich schließende Gesteinskomplex, welcher die sogenannte Grauwackenzone bildet, bei annähernd westöstlichem Streichen nordwärts ein. Genau dasselbe gilt natürlich vom Forellenstein.

Der bekannteste Fundort liegt am Schlosse Gloggnitz selbst; es ist ein Felsen, gekrönt von einem Marientaferl, der auch pag. 24 von Toula trefflich wiedergegeben worden ist. Das Gestein fällt hier

[1]) Denkschriften der k. Akademie, 1885, I. Bd.

[2]) Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanstalt, 1854, pag. 477.

Digitized by Google

bei N 70 W—S 70 O-Streichen mit etwa 30° nordwärts. Gleich weiter östlich beginnt die Ebene, keine Spur unseres Gesteins ist mehr zu finden — offenbar erreicht hier die Einlagerung ihre östliche Grenze. Dank der Widerstandskraft gegen die Erosion hat sich hier der Forellenstein nach Entfernung seiner ursprünglichen Schieferhülle als steiler einzelner Fels erhalten. Steigt man in westlicher Richtung den Schloßberg hinan, so findet man zwar Forellenstein, aber darüber noch Bruchstücke von Sericitschiefer, die sich hier dank der schützenden Bedeckung erhalten haben. Etwa 100 *m* westlich vom Schloßgarten im Walde läßt sich deutlich die Überlagerung durch die Schiefer konstatieren. Einige Zeit läßt sich das noch weiter verfolgen; einmal ragt ein vereinzelter Block hervor, an dem bei einem Streichen von N 20 O—S 20 W ein Fallwinkel von 20° gemessen wurde, dann ist nichts mehr, weder anstehend noch in Bruchstücken zu sehen. An diesem Punkte, etwa 100 *m* nordöstlich vom Hause eines Steinmetzen[1]), scheint die Einlagerung wieder ihr Ende zu erreichen.

Um die weiteren Grenzverhältnisse zu konstatieren, was hier auf den teils bewaldeten, teils bebauten Hügeln unmöglich ist, muß man sich von Gloggnitz aus längs der Straße nach Payerbach westlich begeben.

Die Straße führt schon in der unmittelbaren Nähe des Schlosses wieder auf Schiefer. Um nun zum Forellenstein zu gelangen, muß man ungefähr an dem Punkte, wo sich die Schwarza am meisten der Straße nähert, das Bett eines kleinen Baches hinansteigen. Das Bachbett besteht zuerst noch aus Schiefern, aber nach etwa 100 *m*, wo der markierte Fußweg den Bach kreuzt, ist man an der Grenze angelangt. Sie befindet sich etwa 6 *m* unterhalb des Steges; hier fällt eine kleine Diskordanz auf:

Der Forellenstein hat einen Fallwinkel von 40—50°, der Schiefer nur von 25—27°. (S. Fig. 1 auf folgender Seite.)

Da aber der Schiefer an dieser Stelle arg zersetzt und zerknittert ist, lassen sich aus dieser einzelnen Beobachtung schwerlich weitere Schlußfolgerungen ziehen.

Das Bachbett besteht auch weiter aufwärts aus Forellenstein, bis, an der Grenze von Wald und Feldern, gegenüber einer kleinen vorspringenden Bergzunge, wieder Schiefer auftritt.

[1]) Unweit Weißenbach.

Digitized by Google

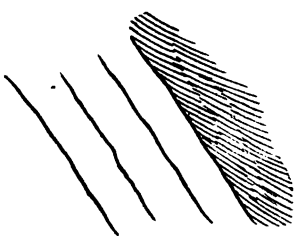
Mit vier Punkten wäre somit die Grenze fixiert.

Weit schwieriger gestaltete sich die Sachlage, wo es galt, das Gestein weiter westlich (nach Payerbach zu) zu verfolgen. Alles dichter Wald, von eigentlichen Aufschlüssen keine Spur.

In nordwestlicher Richtung von der nördlichen Kontaktstelle im Bach hinansteigend, ließ sich einige Male noch die Grenze konstatieren; zum letzten Male fand sich anstehender Forellenstein an einem Aussichtspunkt auf dem Haydnkogel, unweit und gegenüber dem Bahnhof Eichberg, sonst nur Schiefer. Sämtliche Gräben der Umgegend wurden abgesucht, ohne zu einem anderen Resultate zu führen.

Es hat somit den Anschein, als keile sich die Einlagerung, die anfangs im Streichen ungefähr parallel begrenzt ist,

Fig. 1.



westwärts aus. Daß tatsächlich keine westliche Fortsetzung stattfindet, wird dadurch höchst wahrscheinlich gemacht, daß man in all den verschiedenen Gräben, die vom Bahnhof Eichberg bis gegen Payerbach das Gelände durchschneiden, nirgends auf Forellenstein stoßt. Möglich ist dagegen, daß in nördlicher Richtung unter dem Schafkogel eine Fortsetzung vorhanden ist. Da das Gestein nordwärts einfällt und die hangenden Schiefer noch darüber vorhanden sind, läßt sich bei dem Mangel an tief einschneidenden Gräben nichts Bestimmtes hierüber aussagen.

Ein zweites Vorkommen des Gesteins befindet sich im Schachergraben, südwestlich von Payerbach. Da ich beim Absuchen aller Gräben zwischen diesem und Schloß Gloggnitz nirgends auf Forellenstein stieß, ist wohl mit Sicherheit anzunehmen, daß es sich hier um keine Fortsetzung handelt. Dort, wo der Schachergraben in den Payerbachgraben einmündet, beim „Engelhof", fand auch ich, wie Toula und Sueß, Lesestücke des Gesteins. Etwa 100 *m*

Digitized by Google

südlich vom „Handlhof“ am Schachergraben ist typischer Forellenstein aufgeschlossen mit derselben Streich- und Fallrichtung wie bei Gloggnitz.

Fast bis zum „Annahof“ ließ sich das Gestein verfolgen, dann treten wieder Schiefer auf. Indes war es hier absolut unmöglich, genaue Grenzen festzustellen, es gibt überhaupt keine Aufschlüsse, und obgleich in allen in der Umgegend befindlichen Gräben nirgends Forellenstein anzutreffen war, auch im Payerbachgraben nicht, so läßt sich doch nicht mit Sicherheit aussagen, ob er nicht doch unter dem Schiefer vorhanden ist, dazu schneiden die Gräben nicht tief genug ein. Wahrscheinlich ist es aber nicht, daß er sich weiter fortsetzt, denn auch in den südlichen Teilen, also dort, wo nach dem tektonischen Aufbau der Gegend das Gestein am höchsten zu liegen käme, ist nichts zu finden. Im Falle des Vorhandenseins hätte sich etwas bei seiner großen Widerstandskraft gegen die Verwitterung im Verhältnis zum Schiefer erhalten müssen, etwa wie bei Schloß Gloggnitz.

Somit wäre also das dritte Toulasche Forellensteinparallelogramm, als unbegründet, fortzulassen. Im allgemeinen stimmt seine etwas schematische Darstellung gut mit den Tatsachen überein, wenigstens beim Gloggnitzer Vorkommen, während sich Form und Ausdehnung des Gesteins im Schachergraben zum mindesten nicht beobachten lassen.

Auffallend ist, wie merkwürdig genau die Grenzen der beiden Vorkommnisse bei Gloggnitz und Payerbach in der geographischen Breite miteinander übereinstimmen.

Da der Forellenstein ein ursprüngliches Eruptivgestein ist, so wäre es wohl denkbar, daß das Magma ursprünglich an zwei Stellen auf einer Spalte aufgedrungen ist.

Tektonisch wäre noch zu bemerken, daß auch im Streichen, und zwar ostwärts, eine kleine Senkung stattgefunden hat, so zwar, daß die höchsten Punkte gegen Osten etwas niedriger zu liegen kommen als weiter westlich.

Eine merkwürdige und bedeutungsvolle Erscheinung sind die Zwischenlagen von Schiefer im Forellenstein, die schon von Toula beobachtet und auf seiner Skizze des Schloßberges richtig wiedergegeben worden sind. Es sind dies gegen 10 teils papierdünne, teils bis zu 5 *cm* Mächtigkeit erreichende, stark ausgewalzte

Digitized by Google

Schieferlagen, die, selten gerade, meist wellig gebogen, das Gestein durchsetzen. An vielen Stellen ist der sie bedeckende Forellenstein abgebröckelt; da sieht man dann deutlich die harnischartige, spiegelglatte Beschaffenheit dieser Zwischenlagen. Oft ist die Grenze beider Bildungen so verwischt, daß z. B. im Handstück auf relativ größere Entfernung zwar einerseits der Schiefer, andererseits der Forellenstein deutlich erkennbar, aber die Grenze selbst schwer zu bestimmen ist, was wohl auch Toula zu seiner Auffassung eines „innigeren", soll wohl heißen genetischen Zusammenhanges veranlaßt hat.

An anderen Stellen, wie auf dem Schloßberg, gelang es mir nicht, diese Art Wechsellagerung aufzufinden, aber, wenn man die Spärlichkeit der Aufschlüsse berücksichtigt, will das wenig sagen.

Sehr charakteristisch sind die Absonderungsformen des Gesteins, die sich auf drei Flächen beziehen lassen: einerseits parallel der Fallrichtung (Hauptklüftung, parallel zur Schieferung), dann senkrecht zu dieser, und hier wiederum einerseits parallel der Streichrichtung (Längsklüftung), andererseits senkrecht dazu (Querklüftung). Letztere pflegt die ausgesprochenste zu sein, in zweiter Linie kommt dann die Hauptklüftung.

Diese Absonderung geht bis ins kleinste Detail, überall bilden sich entsprechend diesen Richtungen Spalten, auf denen sich Eisenhydrat ausscheidet, und beim Zerschlagen eines Handstückes zerspringt dasselbe so konsequent nur nach diesen Richtungen, als ob es sich um Krystallspaltbarkeit handeln würde.

Wie bei allen gepreßten Gesteinen, läßt sich auch hier eine Parallelordnung der Gemengteile entsprechend der Richtung senkrecht zum größten Druck konstatieren. Die blauen Hornblenden, um die es sich hier hauptsächlich handelt, sind in der Streich- und Fallebene gestreckt, so zwar, daß die breite Seite der Hornblendetafeln bei der Absonderung nach der zuerst genannten Fläche sichtbar wird.

Allenthalben durchsetzen Quarzadern und -Gänge das Gestein, von über 10 *cm* Mächtigkeit bis zu solchen von mikroskopischen Dimensionen, die noch im Dünnschliff zu verfolgen sind. Auch „Gänge" von Eisenerz sind bisweilen, wenn auch nur höchst selten, zu beobachten. In den meisten Fällen sind es nur Spaltenausfüllungen durch ausgelaugtes Eisen in der Form des Hydrates; einmal fand

Digitized by Google

ich aber auch einen etwa 5 *mm* mächtigen „Gang" von Hämatit, der an den Rändern in Rost überging.

Der Bruch ist splitterig, das Gefüge außerordentlich fest, dank dem ungeheuer feinen Korn der Mineralien, die fest ineinander verzahnt sind.

Um den geologischen Teil unserer Arbeit zu Ende zu führen, muß noch mit einigen Worten der mutmaßlichen Genesis gedacht werden.

Hiezu muß ich einiges vorausgreifen, was erst später eine eingehendere Behandlung erfahren kann: Wir haben es mit einem metamorphen Eruptivgestein zu tun. Da von der ursprünglichen Struktur nichts mehr erhalten ist, bleibt es fraglich, ob es ursprünglich als Tiefen- oder Ergußgestein ausgebildet war.[1]) Hienach gäbe es, in Anbetracht der Art des Auftretens (planparallel zwischen gleichförmigen Schieferlagen, welche letztere sogar stellenweise als Zwischenlager vorkommen können) zwei Möglichkeiten: entweder es war ursprünglich ein Deckenerguß oder aber ein Intrusivlager.

Falls die erste Auffassung richtig ist, so scheint es verwunderlich, daß nirgends auch nur eine Andeutung von Tuffbildungen vorhanden ist. Man mag dagegen einwenden, daß durch die intensiven dynamischen Vorgänge diese Bildungen verwischt sein könnten. Dennoch scheint mir die absolute Homogenität des Forellensteins einerseits, die scharfe Abgrenzung gegen die Schiefer andererseits sehr gegen diese Auffassung zu sprechen. Auch scheint mir die Tatsache der dünnen Zwischenlagen im Forellenstein schwer mit dieser Auffassung in Einklang zu bringen zu sein. Es müßte sich in diesem Falle um eine Reihe aufeinanderfolgender Ergüsse handeln. Erstens läßt sich hievon anderweitig, wo keine Zwischenlagen vorhanden, keine Spur wahrnehmen, und dann müßten die Sedimente, die nach einem jeden Erguß die Lava überdeckten, tuffartigen Charakter haben, zum mindesten von den anderweitig auftretenden Schiefern verschieden sein, was nicht der Fall ist. Auch der Mangel einer porphyroiden Struktur ließe sich dagegen anführen, wenn auch bei der völligen Umkrystallisation des Gesteins leicht jede Spur eines ursprünglich porphyrischen Cha-

[1]) Die chemische Zusammensetzung läßt sich mit beiden Fällen vereinbaren.

Digitized by Google

rakters verwischt sein könnte. Andererseits spricht vieles, wie später angeführt werden soll, dafür, daß die Umlagerungen keine sehr intensiven gewesen sein können, daß z. B. die innige Verzahnung der feinkörnigen Hauptmasse von der früheren Struktur, die demnach eine granophyrische gewesen sein dürfte, mit herübergenommen worden ist.

Kurz, meine Auffassung geht dahin, das Gestein als ursprüngliches Intrusivlager aufzufassen.

Einerseits ist bei dieser Annahme die Homogenität des Gesteins naturgemäß, dann lassen sich auch die welligen Schieferzwischenlagen analog den Erscheinungen bei den Lakkolithen erklären.

Diese Auffassung gewinnt noch an Wahrscheinlichkeit, wenn man bedenkt, daß, wie schon früher angedeutet, vermutlich eine Spalte das Gebiet durchsetzte, auf der an zwei Stellen das Magma empordrang. Selbstverständlich läßt sich jetzt hievon nichts mehr beobachten, aber es scheint mir doch sehr plausibel, daß auch hier, wie z. B. in Colorado, teilweise eine Emporpressung des Magmas stattfand.

Nimmt man, der Analogie nach, auch hier solche Vorgänge an, so hat die Auffassung des Forellensteins als eines Intrusivlagers, das stellenweise die Eigenschaften eines Lakkolithen annimmt, nichts Wunderbares an sich.

Der Vöstenhofer Gneise soll ganz am Schluß gedacht werden.

Makroskopische Beschreibung.

„Forellenstein“ oder „Fischstein“, wie er in der Gegend auch genannt wird, ist entschieden die anschaulichste und treffendste Bezeichnung. Das sinnlich ungewöhnlich schöne Gestein hat tatsächlich eine auf den ersten Blick frappierende Ähnlichkeit mit der Haut der Forelle, die ungleich größer ist als bei der Gabbrovarietät, die in den Petrographiehandbüchern denselben Namen führt, mit welcher übrigens unser Gestein gar nichts zu tun hat.

Das äußerst dichte, oft zuckerkörnige, oft auch fast glatt anzufühlende Gestein hat seiner Hauptmasse nach weiße Farbe, die ins Gelbliche, Bläuliche, Grauliche oder auch Rötliche hinüberspielt.

Aus dieser Grundmasse tritt scharf hervor ein bald blau-, bald mehr grünschwarzes Mineral, welches durch die Schieferung parallel

Digitized by Google

angeordnet ist und je nach der Richtung, nach welcher das Gestein zerschlagen wird, bald leistenförmig, unregelmäßig plattig und fleckartig hervortritt. Dasselbe Mineral kommt oft in so fein verteiltem Zustande vor, daß es gleichsam wolkig das Gestein durchsetzt, was dann die bläuliche Farbe desselben bedingt. Ebenso reihenartig angeordnet oder auch unregelmäßig verteilt bemerkt man ein gelb- bis blutrotes Mineral, das von dichteren Lagen bis zur feinsten wolkigen Verteilung in allen Übergängen vorkommt. Dieses sanfte Ineinanderübergehen der Farbentöne weiß, grau, blau und rot, zusammen mit den scharf hervortretenden schwarzblauen Flecken, bedingt auch die Ähnlichkeit mit der Forelle, die einem besonders dort zu Bewußtsein kommt, wo der Forellenstein, wie oft, das Bett eines schnell dahinfließenden Baches bildet.

In der Verteilung, dem Verhältnis und der relativen Häufigkeit der einzelnen Gemengteile gibt es alle nur denkbaren Verbindungen und Mannigfaltigkeiten, die oft innerhalb eines Meters wechseln.

Es gibt Varietäten, die fast ausschließlich aus hellen Mineralien bestehen, sie haben dann weißgraue bis gelbliche Färbung; hiezu kann Hornblende in nur feinverteiltem Zustande treten — das Gestein nimmt gleichmäßig graublaue Farbentöne an.

Ist die Hornblende in wohlunterschiedenen Schichten vorhanden, so kann sie in sehr dünnen, aber häufigen Lagen oder aber in kompakteren, aber selteneren Massen das Grundgefüge durchsetzen.

Das Gleiche gilt vom roten Mineral. Geologisch erscheint gar keine Gesetzmäßigkeit in Bezug auf die Verteilung der Gemengteile zu herrschen, wechselt sie doch oft von Meter zu Meter.

Nur ein Umstand ist bemerkenswert: In der Nähe der Grenze mit den Schiefern ist die Hornblende meist nur spärlich oder gar nicht vorhanden, hier herrschen die hellen Varietäten vor.

Besonders schön kann man das auf dem Schloßberg bei den Schieferzwischenlagen beobachten, wo der Prozeß im kleinen oft im Handstück wahrnehmbar ist: Unmittelbar am Kontakt mit den Schieferlagen führt der Forellenstein überhaupt keine Hornblende, die erst in einiger Entfernung wieder auftritt.

Die Ursache und Genaueres über diese Erscheinung soll mitgeteilt werden, wenn wir zum Studium der Kontaktverhältnisse übergehen.

Bei der Verwitterung nimmt das Gestein gelblich-rötliche Färbung an, dank dem ausgelaugten Limonit, was besonders schön auf den

Digitized by Google

Kluftflächen zu beobachten ist. Im ganzen scheint die Verwitterung nie sehr weit zu gehen, sich vielmehr im wesentlichen auf das Umsetzen der eisenhaltigen Verbindungen zu beschränken.

Gehen wir jetzt zur mikroskopischen Untersuchung über, so möge zuerst der spärlichen Literatur gedacht werden. Die ersten Untersuchungen rühren von Cžjžek her. In seiner oben zitierten Arbeit berichtet er pag. 491 des Jahrbuches der k. k. Geol. Reichsanstalt von 1854, daß der Forellenstein weißsteinähnlich, aber kein eigentlicher Weißstein sei.

Nach ihm gibt es darin überhaupt keinen Feldspat, sondern an hellen Gemengteilen ausschließlich Quarz.

Die blauen Schmitzen hielt er für Turmalin, dagegen erkannte er schon, daß die roten Flecken nicht „wie allgemein angenommen" von Granaten, sondern vermutlich vom Hämatit herrührten.

Die kleinen, nur mikroskopisch wahrnehmbaren „ölgrünen" Mikrolithen erklärt er für Hornblende.

Toula hat sich mit der mikroskopischen Beschaffenheit überhaupt nicht abgegeben.

Die nächsten Nachrichten finden sich im ersten Bande d. N. Jahrb. f. Min., 1881, pag. 238, in einem Referat Rosenbuschs über Lossens Arbeiten im Harz; Lossen hatte von einer Exkursion der Deutschen Geologischen Gesellschaft nach Niederösterreich ein Stück Forellenstein mitgebracht, das er in diesen Arbeiten bespricht.

Unter der Voraussetzung, daß die dunklen Gemengteile Turmalin seien, suchte er den Beweis zu erbringen, daß das optische Schema des Turmalins als hexagonalen Körpers nicht auf alle Fälle zutreffe. Rosenbusch beweist nach vorausgegangener eigener Untersuchung, daß es sich um einen monosymmetrischen, zweiachsigen Körper handle, den er für Glaukophan halte. Isolierte Teile der Substanz waren auch nach vorausgegangenem Glühen in Säuren unlöslich, woraus hervorgeht, daß man es jedenfalls mit keinem Phosphat zu tun habe. Im übrigen führt er an, daß das Gestein größtenteils aus Orthoklas und Quarz bestehe und außer dem Glaukophan noch Pyroxen und Granat führe.

Dann hat im Jahrgang 1895 derselben Zeitschrift Palache im I. Band, pag. 200 eine Notiz über den Forellenstein veröffentlicht unter dem Titel: „Über ein neues Vorkommen des Riebeckits." Was er über die einzelnen Mineralien sagt, wird an den entsprechenden

Digitized by Google

Stellen Erwähnung finden, hervorgehoben sei nur von vornherein, daß das Gestein Palache „mikroskopisch wie ein typischer Granulit" aussehe.

Nach Ätzung mit Flußsäure nach Beckes Methode ließ sich „nachweisen, daß Feldspat und Quarz in nahezu gleichen Verhältnissen vorkommen".

Zwillingsbildungen beim Feldspat hat Palache nur höchst selten wahrgenommen, im übrigen kommen daselbst Riebeckit, Ägirin, Magnetit, rotes Eisenoxyd und „einige außerordentlich kleine körnige Aggregate einer unbestimmbaren Substanz" vor. Granat ist nicht vorhanden.

In seinen „Elementen der Gesteinslehre" erwähnt Rosenbusch noch einmal kurz des Forellensteins pag. 491: „Eine sehr interessante Granulitformation findet sich in Niederösterreich bei Krems, Gloggnitz und Göttweih, in welcher wahrscheinlich analog den Arfvedsonitgneisen von Cevadâes und Vigo Alkaligesteine der krystallinen Schieferformation vorliegen. Der sogenannte Forellengranulit vom Gloggnitzer Schloßberg bei Wiener-Neustadt enthält in einem äußerst feinkörnigen Quarzfeldspatgemenge Säulchen von Riebeckit und Ägirin (nach Palache)."

Diese Notiz wäre dahin zu berichtigen, daß die Gesteine von Göttweih und Krems mit dem Gloggnitzer Granulit gar nichts zu tun haben, in welcher Beziehung es auch sei. Außerdem ist der Forellenstein gar kein Granulit.

Mineralogische Zusammensetzung.

An der mineralogischen Zusammensetzung beteiligen sich: Hornblende, Pyroxen, Magnetit, Hämatit, Leukoxen, Quarz, Orthoklas und Mikroklin, Albit, respektive Oligoklasalbit und Rutil (Apatit und Zirkon?)

Wir beginnen mit der Hornblende.

Hornblende.

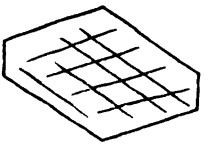
Dieses in auffallendem Lichte schwarze, bläulich- und grünlichschwarze Mineral kommt in flaserigen Aggregaten allenthalben im Gestein vor.

Krystallographische Begrenzung fehlt in den meisten Fällen ganz, nur bei ganz winzigen Individuen ließ sich eine Begrenzung

Digitized by Google

durch die Prismenflächen konstatieren, die Endflächen fehlten ausnahmslos. Bei allen Querschnitten tritt die Amphibolspaltbarkeit deutlich hervor, doch gelang es nicht, wegen der Kleinheit der meisten passenden Durchschnitte, den Winkel genau zu messen. Außerdem findet sich bisweilen eine Spaltbarkeit nach dem Orthopinakoid sowie eine Teilbarkeit senkrecht zur Prismenzone. Einzelne kleine Individuen sind im allgemeinen selten.

Fig. 2.



Sie finden sich fast nur in den an dunklen Gemengteilen armen Varietäten des Gesteins, wo sie auch erst bei Anwendung einer stärkeren Vergrößerung wahrnehmbar werden. In den meisten Fällen handelt es sich um flaserige Aggregate, die nach der Vertikalachse gestreckt und sehr häufig, aber durchaus nicht immer, parallel orientiert sind. In letzterem Falle sieht man eine „Wolke" von Hornblendefetzen, die alle die dichtgedrängten Spaltrisse nach dem Prisma zeigen und durch Quarz- und Feldspatbindemittel verkittet sind, bei gekreuztem Nikols auf einmal auslöschen, respektive sich aufhellen.

Das wäre die Erscheinung, die man mit poikilitischer Struktur bezeichnet. Öfters finden sich auch einzelne größere, zusammenhängende Hornblendenschmitzen. Diese sind niemals krystallographisch begrenzt. Ebensowenig entsprechen gewöhnlich die einzelnen Teile der Aggregate Spaltstücken. Sie sind ganz unregelmäßig begrenzt oder auch als Körner ausgebildet. Untersucht man Schliffe senkrecht zur Schieferung, so lassen sich auch hier nur selten Krystallformen nachweisen. Gewöhnlich präsentiert sich die Hornblende in unregelmäßigen Flecken, und nur selten fanden sich reguläre Spaltstücke, entsprechend der Prismenspaltbarkeit. Hier konnte ich auch einige Male das Vorhandensein des Klinopinakoids nachweisen.

Bei den Spaltstücken ließ sich wenigstens feststellen, daß der Spaltwinkel nicht viel von 120° abweicht.

Die wolkigen Aggregate kommen oft in so fein verteiltem Zustande vor, daß sie die gleichmäßig bläuliche Färbung des Gesteins bedingen, eine Erscheinung, derer schon früher gedacht wurde.

Was die Größe der einzelnen Individuen anbetrifft, so variiert sie von Bruchteilen von Millimetern bis zu fast einem Zentimeter. Letzteres ist jedoch nur sehr selten der Fall, gewöhnlich sind die

Digitized by Google

einzelnen Stücke winzig klein, und was im Handstück als großer Flecken erscheint, ist immer Aggregat.

Durch die Druckschieferung sind die Hornblendeindividuen natürlich dünntafelförmig ausgezogen, wie schon erwähnt, immer ungefähr parallel c; die Elastizitätsrichtungen sind hievon ganz unabhängig.

Gehen wir jetzt zu den optischen Erscheinungen über.

Zunächst fällt auf die unglaublich starke Absorption parallel c. Die Hornblende, deren Pleochroismus zwischen gelbgrünen und blauen Tönen schwankt, wird in dieser Stellung tiefdunkelblau, oft fast schwarzblau. Die Absorption des Lichtes ist so stark, daß das Mineral selbst in sehr dünnen Schliffen (die von Voigt und Hochgesang hergestellten wiesen als Durchschnitt von mehreren Messungen eine Dicke von beiläufig nur 0·013 *mm* auf!) beinahe undurchsichtig und kompakt erscheint. Am treffendsten ließe sich das so erhaltene Bild mit einem blauen Tintenfleck vergleichen; sowohl Farbe als Durchsichtigkeit stehen ungefähr auf derselben Stufe.

Mittelst des Quarzkeiles oder Gypsblättchens läßt sich nachweisen, daß diese Richtung mit der der größten optischen Elastizität zusammenfällt. Also $c = \alpha$. Im übrigen wurde gefunden: $b = \beta$; $a = \gamma$. β hat ähnliche Farben wie α, nur ist die Absorption schwächer und die blaue Farbe zeigt bisweilen einen leichten Stich ins Violette. γ ist gelblich- bis bräunlichgrün, dazwischen auch bläulichgrün.

Das Absorptionsschema lautet: $\alpha > \beta > \gamma$.

Der Pleochroismus läßt sich folgendermaßen formulieren:

$c = \alpha$: tiefdunkelblau,

$b = \beta$: blau, Stich ins Violette (manchmal auch mehr stahlblau),

$a = \gamma$: gelblichgrün, Stich ins Bräunliche.

Diese Angaben stimmen mit denen von Palache im ganzen überein, nur hat dieser $\alpha = \beta$ gesetzt. Daß wirklich ein, wenn auch geringer Intensitätsunterschied vorliegt, wird besonders deutlich, wenn man Hornblendemikrolithen, die also äußerst dünn sind, auf ihren Pleochroismus hin beobachtet. Während α auch hier tiefblau ist, erweist sich β als beträchtlich heller. γ ist in solchen Fällen hellgelblich. Die Auslöschungsschiefe ist gewöhnlich kaum merkbar. Palache hat eine Maximalauslöschungsschiefe $c:\alpha = 5^1/_2{}^0$ gefunden.

Digitized by Google

Dieser Winkelbetrag dürfte in den meisten Fällen kaum je erreicht werden. Vielmehr ergab sich als Durchschnitt von gegen 30 Messungen auf einem Schnitt genau senkrecht zu β eine Auslöschungsschiefe von $c:\alpha = 1^1/_2 - 2^0$.

Um die übrigen Eigenschaften zu bestimmen, mußte konvergentes Licht angewandt werden. Hier boten sich große Schwierigkeiten durch das Zusammentreffen dreier höchst ungünstiger Faktoren: starke Absorption und Eigenfarbe, sehr geringe Doppelbrechung und sehr starke Dispersion. Nur wenige von zahllosen untersuchten, richtig getroffenen Schnitten boten soweit klare Bilder, daß eine genaue Bestimmung ermöglicht wurde.

Alle Bilder waren mehr oder weniger verschwommen, schwankten zwischen gelblichen und bläulichen Tönen und die Symmetrie der Interferenzfiguren ließ deutlich eine starke Dispersion des Achsenwinkels im Sinne $v > \rho$ erkennen.

Dennoch ließ sich der optische Charakter des Minerals nach der bekannten Methode mit dem Gypsblättchen genau bestimmen. Er ist positiv, d. h. γ ist erste, spitze Bissectrix.

Der Achsenwinkel ist scheinbar recht groß, zu einer Messung waren die Bilder leider zu undeutlich.

Dagegen ließ sich die Stärke der Doppelbrechung sowie die Größe der Dispersion nach einer von F. Becke erfundenen [1]) Methode genau feststellen.

Darnach ist $(\gamma - \alpha)$ rot $= 0{\cdot}003$[2])
$(\gamma - \alpha)$ blau $= 0{\cdot}0051$[2])

Die Doppelbrechung ist also für eine Hornblende ungewöhnlich niedrig, die Dispersion sehr beträchtlich, und zwar im betreffenden Falle größer für blaues, als für rotes Licht.

Öfters waren optische Anomalien bemerkbar. So fielen die Absorptionsrichtungen nicht immer mit den Elastizitätsachsen zusammen; einmal trat eine optische Achse aus, die auf eine widersinnige Lage der Achsenebene hingewiesen hätte — dieselbe Er-

[1]) Die Methode, die ebenso einfach als praktisch ist, harrt noch der Veröffentlichung. Prof. Becke wollte die Veröffentlichung zwar freundlichst mir überlassen, doch unterlasse ich es lieber, da der Erfinder selbst vermutlich demnächst darangehen wird — und daß seine Fassung klarer und besser sein wird, als es mir im besten Fall gelingen könnte, liegt auf der Hand.

[2]) Bei λ rot $= 0{\cdot}00063$ und λ blau $= 0{\cdot}00044$.

Digitized by Google

scheinung trat auch bei Anwendung nur eines Nikols hervor! Auf eine nähere Untersuchung mußte wegen der Ungeeignetheit des Materials verzichtet werden. Bemerkt sei nur, daß bei der Epidotgruppe ähnliches bekannt ist, wie es Laspeyres[1]) beim Piemontit beobachtet und W. Ramsay[2]) es beim Sulzbacher Epidot weiter verfolgt hat.

Leider konnte nicht ermittelt werden, ob die Auslöschungsrichtung in positivem oder negativem Sinne zur Vertikalachse geneigt sei, der Mangel an krystallographischer Begrenzung und die Undurchsichtigkeit des Materials legten dieser Bestimmung unüberwindliche Schwierigkeiten in den Weg.

Der Strich ist blaugrau, mehr ins Blaue hinüberspielend; manchmal wähnte ich auch einen leichten Stich ins Grünliche wahrzunehmen. Die Härte konnte an den winzigen isolierten Stücken nicht bestimmt werden.

Auch auf die genaue Feststellung des spezifischen Gewichtes mußte verzichtet werden, da das Material wegen seiner Unreinheit nur ganz unsichere Resultate hätte liefern können. Da es, wie oben bemerkt, höher ist als das des Aktinolithes und annähernd gleich dem des Flußspates dürfte es zwischen 3·0 und 3·3 liegen.

Das scheinbar gleiche spezifische Gewicht mit dem Leukoxen beruht wohl bei der außerordentlichen Kleinheit des letzten Minerals und seiner innigen Verwachsung mit der Hornblende mehr auf Oberflächenspannung als auf gleichem Gewicht.

Oft finden sich Verwachsungen mit Ägirin; näheres hierüber weiter unten. An Einschlüssen beobachtet man vor allem überaus häufig Körner von Eisenerz (Magnetit); ihre Zahl ist oft so groß, daß die Hornblende wie gespickt von ihnen aussieht. Sonst finden sich, außer im ganzen seltener Flüssigkeitseinschlüsse, winzige Körnchen einer stark lichtbrechenden, anscheinend farblosen, optisch einachsigen Substanz. Gewöhnlich handelt es sich wohl um Rutil, was durch das sonstige häufige Auftreten dieses Minerals im Forellenstein und einmal wahrgenommene pleochroitische Höfe äußerst wahrscheinlich gemacht ist.

Doch könnte es sich in einigen Fällen auch um andere einachsige Substanzen, wie Zirkon und Apatit, handeln.

[1]) Groths Zeitschr. f. Krystallogr., 1880, IV, 435.

[2]) Ebenda 1887, XIII, 97.

Digitized by Google

Sicher ist das nicht zu entscheiden, da die Körnchen so außerordentlich klein sind, daß sie selbst bei Anwendung des Immersionssystems nur als solche wahrnehmbar bleiben.

Gegen die Ränder zu, sowie an den Spaltrissen, ist sehr häufig Eisenoxyd und Eisenhydrat ausgeschieden, welche Umwandlung so weit gehen kann, daß nur mehr ein Kern von Hornblende übrigbleibt und alles drum herum ein Gemenge von Eisenoxyd, einzelnen Magnetitkörnern und Leukoxensubstanz darstellt.

Ob der Leukoxen wirklich genetisch hieher gehört, ist nicht apodiktisch zu beweisen, doch scheint mir das überaus häufige örtliche Zusammentreffen und der Umstand, daß der Leukoxen in der Regel immer bei verwitterten Hornblenden anzutreffen ist, sehr für diese Auffassung zu sprechen. Somit wäre in der Hornblende bei hohem Eisengehalt ein, wenn auch geringer Titangehalt vorhanden.

Sehr wünschenswert wäre eine chemische Analyse des Minerals gewesen. Um die erforderliche Menge zusammen zu bekommen, mußten etwa 2 Kilo der hornblendereichsten Teile des Gesteins gepulvert werden. Das Pulver wurde, nach vorausgegangenem Schlämmen mit der Batea (einer sehr empfehlenswerten Methode) etwa sechsmal mit schweren Flüssigkeiten behandelt, ohne aber zu brauchbar reinem Material zu führen. Es erwies sich, daß die Hornblende so innig mit Feldspat und Quarz verwachsen ist, daß eine wirkliche Trennung nur bei allerfeinster Pulverung möglich gewesen wäre — dann ist aber die Methode der schweren Flüssigkeiten nicht mehr anwendbar.

Als es auf keine andere Weise ging, wurde noch ein Versuch mit dem Elektromagneten gemacht; da aber auch auf den Feldspaten kleine Eisenmengen ausgeschieden waren, wurden auch diese jedesmal mitgerissen und der Versuch einer Trennung mußte aufgegeben werden.

Die einzige Hoffnung läge noch im Heraussuchen der einzelnen Stücke mit der Nadel unter dem Mikroskop — aber da bedarf es angesichts der Feinheit des Materials sichererer Hände als der meinigen.

Dagegen ließ sich die Lichtbrechung des Amphibols mittels der Immersionsmethode ermitteln.

Monobromnaphthalin, dessen Brechungsexponent als 1·66 mittels des Bertrandschen Mikrorefraktometers bestimmt war, erwies sich

Digitized by Google

als bedeutend schwächer lichtbrechend. Als ungleich stärker zeigte sich dagegen konzentriertes Methylenjodid, dessen Lichtbrechung mit dem Bertrandschen Instrument nicht mehr zu konstatieren war, aber beiläufig 1·75 betragen dürfte.

Ein Versuch mit Kalium-Quecksilberjodid führte zu überraschend guten Resultaten. β oder γ des Minerals war stärker, α schwächer lichtbrechend als die Flüssigkeit. Mit dem Abbé-Pulfrichschen Krystallrefraktometer wurde der Brechungsexponent der Flüssigkeit auf 1·687 bestimmt.

Wie wir uns erinnern, ist nun die Doppelbrechung der Hornblende sehr klein, so dürfte der mittlere Wert für die Lichtbrechung des Minerals von dem für das Kalium-Quecksilberjodid ermittelten kaum abweichen.

Glänzend bewährte sich hier wiederum die Immersionsmethode, da sie bei so kleinen Unterschieden noch zu so sicheren, absolut unzweideutigen Resultaten führte.

Eine Lötrohrprobe zeigte, daß unser Amphibol äußerst leicht schmilzt; die Flammenfärbung gab deutliche Reaktion auf Natrium.

Wie nun die chemische Zusammensetzung auch sei, jedenfalls geht aus dem vorhergehenden mit Sicherheit hervor, daß wir es mit einem Alkali-Eisenamphibol zu tun haben, und zwar mit einer sehr eisenreichen Varietät. Palache stellt es daher auch zum Riebeckit.

Sehen wir zu, wie weit unsere Beobachtungen mit den bisherigen Daten über Riebeckit übereinstimmen. Rosenbusch bespricht denselben im I. Bande seiner Physiographie, pag. 566—568. Da ist der optische Charakter nicht angegeben, im übrigen stimmt die optische Orientierung, Pleochroismus etc. nahezu vollständig mit dem, was wir gesehen, überein. Von Wichtigkeit sind die wenigen angegebenen chemischen Analysen. Hiezu muß ich aus den Resultaten der Bauschanalyse des Forellensteins vorgreifen. Vergleichen wir zunächst die Analysen I—VI (Phys. pag. 568), die dem Gastaldit, Glaukophan und Arfvedsonit entsprechen, mit dem, was sich aus der Bauschanalyse mutmaßen ließe; sofort sehen wir, daß diese Verbindungen auch chemisch vollständig ausgeschlossen sind durch den hohen Tonerde- und Magnesiagehalt, während VII und besonders VIII (Riebeckit von El Paso Co., Colorado) nach dem Verhältnis der Alkalien, des Eisenoxydes und -oxydules sowie nach dem Mangel an Tonerde durchaus unseren Voraussetzungen ent-

Digitized by Google

sprechen würde. Auch der Mangel des Calciums sowie der nicht unbeträchtliche Magnesiagehalt stimmen gut mit den Resultaten der Bauschanalyse überein. Nur dürfte der Mangangehalt bei unserem Mineral etwas niedriger sin.

Der Krokydolith, der eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung hat, besitzt eine viel zu beträchtliche Auslöschungsschiefe (18—20° nach Lacroix); sonst scheinen Farbe, Pleochroismus, wie auch die sonstigen optischen Eigenschaften denen des Riebeckit sehr ähnlich zu sein (Phys., pag. 567).

Nach allem vorhergehenden scheint es mir also festzustehen, daß unsere Hornblende tatsächlich als Riebeckit aufzufassen ist.

Cross' blauer Hornblende als Umwandlungsprodukt soll dann gedacht werden, wenn wir auf die Verwachsung von Riebeckit mit Ägirin, sowie überhaupt das Verhältnis dieser beiden Mineralien zueinander zu sprechen kommen werden. Zunächst wenden wir uns den anderen dunklen Gemengteilen zu.

Pyroxen.

Wie schon Rosenbusch 1881 und Palache 1895 beobachtet, kommt im Forellenstein auch ein Pyroxen vor. Aber die Art des Auftretens ist von dem der Hornblende eine grundverschiedene. Wenn diese schwammige Aggregate bildet und gerade dadurch auch makroskopisch sehr hervortritt, ist der Pyroxen überhaupt nur mikroskopisch wahrnehmbar. Dementsprechend ist auch seine Ausbildung eine andere. Wenn schon die Riebeckitmikrolithen krystallographische Begrenzung zeigen bis auf die Endflächen, so gilt das in erhöhtem Maße vom Pyroxen, der meist vollständig idiomorph in Gestalt kleiner Säulchen, seltener Nädelchen, ausgebildet ist.

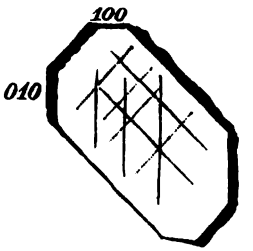
Begrenzt ist er stets durch das Spaltprisma, häufig treten hiezu die Pinakoide. Endflächen existieren in der Regel, doch läßt sich bei den meist rechteckigen Durchschnitten nicht mit Sicherheit aussagen, ob es sich um Basis oder etwa ein Doma handelt. Einmal wurden Pyramidenflächen beobachtet. Spaltrisse sind naturgemäß bei den Mikrolithen nicht vorhanden, dagegen zeigen größere Individuen bei Längsschnitten die parallelen Spaltrisse nach dem Prisma, die sich im Querschnitte nahezu rechtwinkelig kreuzen. Wie das auch sonst bei Augiten oft der Fall, ist bei unserem Pyroxen häufig nur eine Prismenspaltbarkeit gut ausgebildet, während die andere ent-

Digitized by Google

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA

weder nur angedeutet ist oder gänzlich fehlt. Diese Ungleichheit ist aber wohl meist dadurch zu erklären, daß der Schnitt die eine Prismenfläche senkrecht, die andere schräg getroffen hat. Hiezu tritt bisweilen noch die Spaltbarkeit nach der Längsfläche, wie sie nebenstehende Zeichnung illustrieren möge. Auch bei diesem Mineral wurde öfters Querabsonderung beobachtet.

Fig. 8.



In zwei Dritteln der Fälle tritt der Pyroxen in so winzigen Individuen auf, daß das Immersionssystem angewandt werden mußte, um sie überhaupt studieren zu können.

Diese seine Kleinheit erklärt es auch, warum er kaum unter dem Drucke gelitten hat, im Gegensatz zur Hornblende.

Bei so kleinen Individuen wirkt einseitiger Druck schließlich doch ebenso wie allseitiger, es findet keine Deformation statt. Derselbe Umstand bedingt es auch, daß der Pyroxen regellos, unaggregiert allenthalben im Gestein vorkommt. Das ganze Verhalten ändert sich, sobald es sich um größere Individuen handelt. In einigen wenigen Fällen fand ich größere, den Hornblenden parallelisierbare Pyroxenfetzen.

Sofort fehlt jede krystallographische Begrenzung und das Gesetz der Aggregation tritt in Kraft. Bezeichnenderweise aggregieren sich in den allerfeinkörnigsten Varietäten des Gesteins auch die Pyroxenmikrolithen, dann meist schnurartig in der Richtung der Vertikalachse. Obgleich diese Säulchen in keinem Gesteinsschliff fehlen, in den meisten sogar überaus zahlreich auftreten, so machen sie doch dank ihrer Kleinheit in Summa nur einen sehr geringen Teil des Gesamtgesteins aus; schwerlich mehr als 2%.

Der Pyroxen ist bald gelblichgrün, grasgrün, bald farblos. Bei größeren Individuen ließ sich ein deutlicher Pleochroismus wahrnehmen, und zwar: α = saftgrün,

β = hellgrün,

γ = grünlichgelb,

Bei den kleinen, unendlich dünnen Individuen war der Farbenwechsel natürlich so schwach, daß er dem Auge beinahe entging. Die Mikrolithen erschienen daher häufig farblos oder ganz schwach gelblichgrün. Im Sinne der Vertikalachse liegt die Richtung der größten

Digitized by Google

Elastizität, die nach einer auf einem genau auf β getroffenen Schnitt vorgenommenen Messung eine Auslöschungsschiefe $c:\alpha = 4^1/_2—5^0$ aufweist. Gelegentlich finden sich auch größere Schiefen, aber das Maximum von 8° wurde kaum je überschritten. Die Achsenebene liegt, wie sich auf Querschnitten deutlich feststellen ließ, in der Symmetrieebene. Mit derselben Methode wie bei der Hornblende wurde der optische Charakter als negativ bestimmt. Also $c = \alpha$ ist spitze Bissektrix.

Die Beobachtung im konvergenten Lichte wurde auch hier sehr gestört durch die kolossale Dispersion der Doppelbrechung. Der Achsenwinkel ist nicht unbeträchtlich, eine Messung war bei den winzigen Schnittchen nicht möglich, doch dürfte die Schätzung auf $2V = 60—80^0$, gegründet auf die Weite des Strahlenkegels und die Entfernung der Achsenbalken von der Mittellinie, nicht weit gefehlt sein.

Bei beträchtlicher Lichtbrechung ist die Doppelbrechung sehr bedeutend. Zeigten doch die meisten auf γ getroffenen Schnitte trotz der außerordentlichen Dünne des Schliffes das Grün zweiter Ordnung.

Doch wechselt die Stärke der Doppelbrechung innerhalb eines und desselben Individuums. Es fällt auf, daß der Kern eines Säulchens meist leuchtend grün ist, während die Randzonen heller bis farblos sind. Der Kern ist aber stets stärker doppelbrechend. Das ließ sich messungsweise feststellen. Nach derselben Methode, die auch beim Riebeckit ihre Anwendung fand, wurde die Stärke der Doppelbrechung bei Kern und Hülle für rotes und für blaues Licht von bekannter Wellenlänge bestimmt, woraus sich auch der Grad der Dispersion ergab.

Es ergab sich: für den grünen Kern: $(\gamma—\alpha)\,r = 0{\cdot}0413$,
$(\gamma—\alpha)\,bl = 0{\cdot}0611$,
für die helle Hülle: $(\gamma—\alpha)\,r = 0{\cdot}0415$,
$(\gamma—\alpha)\,bl = 0{\cdot}0444$.

Die Doppelbrechung ist also in den grünen Teilen höher, besonders aber die Dispersion derselben viel beträchtlicher im Sinne $v > \rho$.

Aus allen diesen optischen Daten geht unzweifelhaft hervor, daß unser Pyroxen Ägirin ist, wie ihn auch Palache bestimmt hat, kein anderes Pyroxen besitzt vor allem so hohe Doppelbrechung.

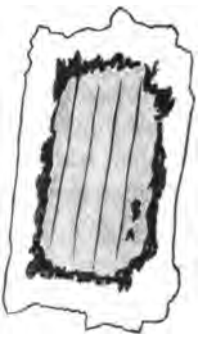
Digitized by Google

Wenden wir uns jetzt noch etwas eingehender zur Zonenstruktur des Ägirins. Dieselbe läßt sich überall konstatieren, wo die Individuen nicht zu klein sind. So erwies sich, daß ein sehr großer Fetzen, den sehr zahlreiche Spaltrisse nach dem Prisma durchzogen und der bei schwacher Vergrößerung einfarbig grün ausschaute, bei sehr starker Vergrößerung innerhalb jeder Spaltlamelle Zonenstruktur zeigte.

An der Grenze beider Zonen sind fast immer Erze ausgeschieden.

Ein besonders anschauliches Beispiel möge nachstehende Zeichnung illustrieren.

Fig. 4.



Im allgemeinen gilt die Regel, daß, wo immer sich Zonenstruktur zeigt, an der Grenze Erzpartikel konzentriert sind. Der Ausdruck „Erze" ist nicht ganz prägnant, denn es handelt sich bloß um dunkle, im auffallenden Lichte bräunliche, stark lichtbrechende, schwammige und undurchsichtige Massen. Wegen ihrer Kleinheit kann keine exakte Bestimmung durchgeführt werden, doch spricht einerseits das zahlreiche Auftreten von Magnetit in jedem Ägirin und dann der Umstand, daß sich bei unfrischen Stücken an den betreffenden Stellen sofort Limonitüberzüge bilden, sehr überzeugend für die Annahme, daß es sich auch hier um Eisenverbindungen handele.

Einige Male wurde auch das Auftreten dieser Eisenmassen mitten im Ägirin beobachtet und jedesmal zeigte sich um diese Einschlüsse ein farbloser Saum.

Oft ist auch ein anderer physikalischer Unterschied zwischen Kern und Hülle vorhanden.

Während letztere aus schöner homogener Substanz besteht, zeigt ersterer poröse, schwammige Struktur, wie das durch infiltrierten Limonit manchmal sehr deutlich wird.

Alle diese Umstände legen die Vermutung nahe, daß der farblose Agirin ärmer an Eisenoxyd sei als der grüne und daß damit auch der Unterschied im Grade der Doppelbrechung zusammenhängt. Diese Anschauung hat Brögger[1]) vertreten und

[1]) Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. Groth's Zeitschr. f. Krystall., Bd. XII, pag. 327—29.

Digitized by Google

meiner Ansicht nach sprechen die hier mitgeteilten Beobachtungen zwingend für diese Auffassungsweise. Leider hat Brögger den Grad der Doppelbrechung und der Dispersion nicht bestimmen können; dafür hat er eine kleine Differenz im Betrag der Auslöschungsschiefe zwischen Kern und Hülle beobachtet, wonach sie bei der Hülle nur 2—3° ausmacht, also weniger wie beim Kern. Ich habe das nicht nachweisen können, dagegen löschten zuweilen die am stärksten doppelbrechenden Partien in keiner Stellung ganz aus. Brögger nimmt außerdem an, daß in das Ägirinmolekül „in relativ reichlicher Menge ein Silikat $Na_2 \overset{VI}{Al_2} Si_4 O_{12}$ eingehen muß, welches Silikat ja namentlich für den Jadeit charakteristisch ist." Da der Ägirin in unserem Vorkommen nur in sehr kleinen Mengen vorhanden ist, läßt sich aus der chemischen Zusammensetzung des Gesamtgesteins hierüber nichts entscheiden. Da aber im Gesamtgestein nicht einmal Tonerde genug vorhanden ist, um sämtliche Alkalien als Feldspat zu binden, scheint mir Bröggers Auffassung für unseren Fall doch nicht sehr wahrscheinlich. Aus derselben Arbeit geht deutlich hervor, daß unser Pyroxen zweifellos Ägirin, nicht aber Akmit ist; darnach zeigt dieser bei Zonenstruktur in den stärker doppelbrechenden Teilen stets braune Farbe, was hier nirgends der Fall ist.

Ebenda wird nachgewiesen, daß die Dispersion eine geneigte ist und der Achsenwinkel verhältnismäßig größer ist für Natronlicht als für violettes. Ich habe folgendes beobachtet: Die eine Achse ist schwach dispergiert und zwar im Sinne $\rho > \upsilon$. Das Bild ist sehr deutlich, zeigt scharf einen schwarzen Achsenbalken und breite Farbensäume. Das Bild der anderen Achse ist ganz undeutlich dank der ungeheuer starken Dispersion. Ich hatte einen Schnitt vor, wo eine Achse im Gesichtsfeld blieb und auch noch die I. Mittellinie α zu sehen war: An Stelle des schwarzen Achsenbalkens sah man eine grauliche Trübung und die Farben hielten sich in gelblich-graulichen Tönen. Doch ließ sich deutlich konstatieren, daß die bläuliche Färbung auf der konvexen Seite des Achsenbalkens gelegen war, die gelbliche auf der konkaven. Hier wäre also die Dispersionsformel $\upsilon > \rho$.[1]) Daß die eigentümlichen Farben tatsächlich von der Dispersion her-

[1]) Das beweist, daß also auch starke Dispersion der Mittellinien stattfindet.

Digitized by Google

rührten, zeigte sich bei Einschaltung des Quarzkeils, wo ganz anomale Farben auftraten.

Welche von beiden Achsen A oder B war, ließ sich schlechterdings nicht konstatieren.

Diese Beobachtungen lassen sich mit Bröggers Angaben vereinigen, auch stimmt der von ihm mitgeteilte Achsenwinkel ($2V = 63° 28'$) gut mit unserer Schätzung überein.

Palache hat bei dem Ägirin des Forellensteins häufig Zwillingsbildung nach dem Augitgesetz beobachtet, was mir nur einmal gelungen ist. Häufig scheint diese Erscheinung nicht zu sein.

Vergleichsweise habe ich den Ägirin einiger mir von Prof. Becke gütigst zur Verfügung gestellten Dünnschliffe des Foyaits von Cascata Prata (Brasilien) untersucht. Darnach zeigt der brasilianische im allgemeinen dasselbe Verhalten, nur scheinen die Eigenfarben, besonders der Pleochroismus, prononzierter, dagegen Doppelbrechung wie Dispersion etwas geringer und auch der Achsenwinkel etwas kleiner zu sein.

An Einschlüssen führt der Gloggnitzer Ägirin außer den eben erwähnten Erzen (Magnetit und sekundäre Eisenverbindungen) häufig Körner von Rutil (vielleicht auch Apatit und Zirkon). Außerdem umschließt er sehr oft Quarz- und Feldspatkörner, was übrigens auch vom Riebeckit gilt.

Bevor ich auf die Verwachsungserscheinungen zwischen Ägirin und Riebeckit zu sprechen komme, sei noch kurz der akzessorischen Gemengteile gedacht.

Das Mineral, welches Palache als „unbestimmbar" bezeichnete, dürfte mit Sicherheit als Leukoxen (Titanit) aufzufassen sein. Es bildet schwammige, poröse, formlose und undurchsichtige Aggregate, von „Individuen" ist überhaupt nicht zu reden. Bisweilen sind aber die Ränder durchsichtig und da ließ sich enorm hohe Lichtbrechung (höher als die aller anderen im Gestein vorkommenden Mineralien, Rutil ausgenommen), sowie sehr starke Doppelbrechung und Zweiachsigkeit mit geringem Achsenwinkel konstatieren. Daß es sich um ein Titanmineral handelt, gewinnt dadurch noch an Wahrscheinlichkeit, daß die Aggregate überaus häufig Rutilkörner verschiedener Größe, sowie Erze umschließen; dieser Umstand legt die Vermutung nahe, daß der Leukoxen, der wohl stets ein Umwandlungsprodukt ist (eigentlicher Titanit in seiner typischen Ausbildung kommt im Forellen-

Digitized by Google

stein nicht vor), aus einem Mineral hervorgegangen ist, das bei seiner Metamorphose einerseits Eisen, andererseits Titansäure freigab.

Der Leukoxen umgibt häufig die Hornblende und deren Umwandlungsprodukte, kommt aber auch selbständig allenthalben im Gestein vor. Wegen seiner außerordentlichen Kleinheit aggregiert er sich im großen Stil nur in den allerfeinkörnigsten Gesteinsvarietäten, ganz wie der Ägirin.

Erze sind sehr zahlreich. Fast immer ist es Magnetit[1]) in seiner typischen Ausbildung, der bald in schön idiomorpher krystallographischer Begrenzung (oktaedrisch), bald in Gestalt unregelmäßiger Körner auftritt. Die idiomorphen Individuen erreichen bisweilen beträchtliche Größe.

Als Einschluß kommt der Magnetit, wie schon erwähnt, überall in den Hornblenden und Augiten vor, findet sich aber auch sonst allenthalben und in wechselnder Menge selbständig im Gestein.

Am zahlreichsten ist er in den hornblendearmen oder -freien Varietäten, woselbst er zu einem recht wesentlichen Gemengteil werden kann.

In den feinkörnigsten Varietäten findet sich auch dieses Mineral manchmal perlenschnurartig angeordnet.

Als Umwandlungsprodukte[2]) teils der eisenreichen Amphibole und Augite, teils wohl auch des Magnetits trifft man allenthalben Eisenoxyd und Limonit.

Das Eisenoxyd tritt in den meisten Fällen als blutroter Hämatit in der Form des Eisenglimmers auf. Bei einigen Schnitten ließ sich die optische Einachsigkeit nachweisen. In kleinen Schüppchen, seltener in wohlbegrenzten hexagonalen Täfelchen trifft man ihn teils an den Rändern (seltener innerhalb) des Riebeckits, teils des Ägirins, bald die Erze umschließend, bald in Verbindung mit den Leukoxenaggregaten, ebenso häufig unabhängig im Gestein.

[1]) Ein- oder zweimal glaubte ich, Ilmenit vor mir zu sehen, es ließ sich aber nicht sicher erweisen. Falls vorhanden, ist er äußerst selten.

[2]) Wenn ich „Umwandlungsprodukt" schreibe, so meine ich damit nicht Verwitterungsprodukte. Das Vorkommen ist ein derartiges, daß jeder Zweifel ausgeschlossen ist, daß sich der Hämatit schon bei der Umkrystallisation unter Druck gebildet hat. Ob dagegen das Eisen früher schon ausgeschieden war oder aber erst bei den dynamometamorphen Vorgängen aus anderen Verbindungen entstand, läßt sich nicht entscheiden. Dagegen scheint es mir zweifellos, daß es ursprünglich von den eisenreichen Silikaten herrührt.

Digitized by Google

Er ist so zahlreich, daß auch für ihn fast immer das Gesetz der Aggregation in Kraft tritt, so daß er in Form roter Linsen, Streifen und Flecken auch makroskopisch wesentlich zur Charakteristik des Gesteins beiträgt.

Der Hämatit ist es wohl auch, der zur Fabel des Granatvorkommens im Forellenstein Veranlassung gegeben hat.

An Übergemengteilen ist es vor allem der Rutil, der, höchst selten in Form von Nädelchen, fast stets in Gestalt winziger Körner, allerdings nur in sehr geringen Mengen vorhanden ist, der Beachtung verdient. Über sein Vorkommen wurde schon gelegentlich berichtet. Erwähnt sei noch, daß dieses Mineral zuweilen auch ganz unabhängig von den dunklen Gemengteilen im Quarzfeldspatgemenge anzutreffen ist.

Daß außer Rutil auch Apatit und Zirkon vorkommen, ist wahrscheinlich, aber mit Sicherheit nicht nachzuweisen.

Die Körnchen sind so klein, daß mit konvergentem Lichte nicht zu arbeiten ist.

Nachdem jetzt alle dunklen Gemengteile Erwähnung gefunden haben, wollen wir zur Besprechung ihres Verhältnisses untereinander übergehen.

Da sind es vor allem die Hornblende und der Ägirin in ihrem gegenseitigen Verhalten, die eine genauere Betrachtung verdienen. Bisher ist überhaupt das Vorkommen dieser beiden Mineralien in krystallinen Schiefern selten oder nie beschrieben worden; vielmehr lehrt die Erfahrung, daß bei der Dynamometamorphose gewöhnlich die Pyroxene zu entsprechenden Amphibolen umgewandelt werden.

So lag es denn nahe, auch hier ein genetisches Verhältnis beider Mineralien zueinander zu vermuten.

Wie es nun hiemit bestellt ist, mögen die Tatsachen lehren. Vor allem wollen wir die Verwachsungserscheinungen von Riebeckit und Ägirin näher ins Auge fassen.

Solche Verwachsungen sind überaus häufig. Am seltensten findet sich die Erscheinung, daß eins der beiden Minerale vom anderen rings umschlossen wird, so daß man auf die Vermutung kommen könnte, das umhüllende Mineral sei aus dem den Kern bildenden sekundär entstanden. Es gibt Fälle, wo innerhalb größerer Riebeckitfetzen Nadeln oder Säulchen von Ägirin eingebettet liegen.

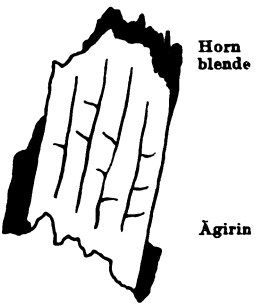
Digitized by Google

Dann sind sie meist beiläufig parallel orientiert, ohne aber deswegen in den optischen Elastizitätsrichtungen genau zusammenzufallen. Seltener findet man sie regellos in der Hornblende. Einige Male, aber viel seltener noch, ließ sich die umgekehrte Erscheinung beobachten, was seinen einfachen Grund darin hat, daß die Ägirine in der Regel viel kleiner als die Riebeckite sind.

Fig. 5.

Fig. 6.

Fig. 7.



Bei einem der seltenen größeren Ägirinfetzen beobachtete ich einige sehr kleine idiomorphe, mit dem Ägirin parallel orientierte Hornblendesäulchen.

Fig. 8.

Fig. 9.

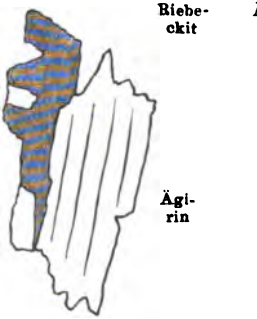


Fig. 10.

Randliche Verwachsungen sind unverhältnismäßig häufiger und zwar finden sie gewöhnlich in dem Sinne statt, daß an den Rändern größerer Riebeckitfetzen kleine Ägirinkrystalle angewachsen sind. Dabei fallen die Vertikalachsen gewöhnlich zusammen, seltener die optischen Elastizitätsrichtungen. Diese sind meist um einen

Digitized by Google

kleinen Betrag gegeneinander gedreht, ohne daß sich irgend eine Gesetzmäßigkeit erkennen ließe.

Das umgekehrte Verhältnis wurde nur ein einziges Mal beobachtet.

Auch das „Hintereinanderwachsen" wurde einige Male beobachtet, aber auch hier war von einer Gesetzmäßigkeit, wie sie Cross beschrieben hat, keine Spur zu bemerken. So war von einer entgegengesetzten Auslöschungsrichtung der beiden verwachsenen Minerale nichts zu sehen — meist lag sie vielmehr im selben Sinne.

Häufig findet sich eine andere Art der Verwachsung, nämlich senkrecht zueinander. An eine Hornblende, die nur parallele Spaltrisse aufweist, grenzen randlich Pyroxene, welche die senkrecht sich kreuzenden Spaltrisse zeigen. Beispielsweise zeigt also der Ägirin die Endfläche, der Riebeckit ein Pinakoid.

Genaue Bestimmungen über Art und Winkel dieser Verwachsung waren nicht durchführbar, doch scheint keine genaue Gesetzmäßigkeit obzuwalten.

Palache leugnet in seiner Notiz, mit Unrecht, Verwachsungen überhaupt. Doch darin hat er recht, daß auf Grund des örtlichen Zusammentreffens nicht auf genetische Verwandtschaft geschlossen werden könnte.

Weiter sagt er wörtlich: „Beide bieten gleichmäßig und jedes für sich Beweise, daß sie als ursprüngliche Gesteinselemente gelten müssen; beide treten ungefähr ebenso häufig im Gestein auf; beide zeigen keine Spur von Verwitterungs- und Zersetzungserscheinungen, wodurch man das eine aus dem anderen entstanden deuten könnte."

Im allgemeinen können wir uns Palache nur anschließen. Tatsächlich beweisen die Verwachsungserscheinungen Gleichwertigkeit der beiden Minerale, keinesfalls aber genetische Verwandtschaft. Es fällt aber auch auf, daß unendlich viel häufiger der Ägirin den äußeren Rand der Hornblende bildet, als umgekehrt. Damit ist schon ausgeschlossen, daß letztere aus ersterem entstanden sein könnte. Steht einem nun aber eine größere Menge Gesteinsschliffe von den verschiedensten Varietäten und Fundstellen zur Verfügung (ich hatte deren über 30), so fällt einem doch eine Reihe von Erscheinungen auf, die in ihrem Zusammenhang von Interesse sind. Wenn auch die verschiedensten, allmählichsten Übergänge vorkommen, so sind doch folgende Punkte bemerkenswert:

Digitized by Google

In sehr hornblendereichen Gesteinspartien sind die Pyroxene bedeutend spärlicher vertreten. Zugleich nimmt auch die Zahl der Erzkörner und der Leukoxenaggregate im allgemeinen ab. Letzteres besonders ist hier fast nur an und um die Hornblende zu sehen, nimmt scheinbar keine selbständige Stellung ein.

In sehr ägirinreichen Varietäten ist Hornblende seltener. Sie tritt dann vorzugsweise in Form von Mikrolithen auf. Dagegen scheinen die Erze und Leukoxenaggregate an Häufigkeit zuzunehmen.

In den feinkörnigsten Varietäten überwiegt der letztere Typus.

Die Pyroxene sind in der Regel äußerst klein und gut ausgebildet. Unter dem Druck haben sie gar nicht gelitten. Im Falle sie Neubildungen sein sollten, läßt sich dieser Umstand leicht erklären. Mikrolithen leiden unter der Dynamometamorphose nicht oder kaum und konnten sich in dem fest-plastischen Zustand des Gesteins während der Pressung gut idiomorph ausbilden. Allerdings läßt sich dieselbe Erklärung auch für den Fall anwenden, wenn die Pyroxene in derselben Form ursprüngliche Gemengteile des Eruptivgesteins sein sollten.

Der Wechsel der Ausbildungsformen im Gestein ist so häufig und schnell, daß er an Ort und Stelle oft von Meter zu Meter zu verfolgen ist. Irgend eine gesetzmäßige geologische Folge ist nicht zu erkennen.

Lange habe ich geglaubt, zwischen Hornblende und Pyroxen eine Art Antagonismus beobachten zu können. Besonders fiel auf, daß die feinkörnigsten Varietäten selten Hornblende führen, dagegen an ihrer Stelle Ägirin, Erze und Leukoxen an Bedeutung gewinnen; ich neigte stark zu der Ansicht, daß es sich, entgegen aller bisherigen Erfahrung, in den gepreßtesten Partien um eine Umwandlung von Hornblende in Pyroxen handle, wobei Eisen und Titan ausgeschieden wurde. Doch ist es unzweifelhaft, daß in ebensoviel Fällen, gemäß Palaches Anschauung, den beiden Mineralen dieselbe selbständige Stellung gebührt.

Schließlich ließe sich auch dieser Wechsel des Typus zwanglos durch die Annahme erklären, daß in dem ursprünglichen Magma Differentiationsprozesse vorlagen, wobei die chemische Zusammensetzung in einem Fall mehr die Bildung des Riebeckit-, im anderen

Digitized by Google

des Ägirinmoleküls begünstigte. Da das letztere weniger Eisen und Titan benötigte, schied sich dasselbe selbständig aus.

Daß das Eisenoxyd auf Umwandlungsprozesse zurückzuführen ist, und zwar wohl meist dem Riebeckit entstammt, liegt auf der Hand. Daß der gleiche Ursprung auch für den Leukoxen wahrscheinlich ist, darauf wurde schon hingewiesen.

Daß aber auch der Magnetit bisweilen Umlagerungen seine Entstehung verdankt, darauf scheinen die Kontakterscheinungen hinzuweisen, auf die wir später zu sprechen kommen werden.

Der Forellenstein hat die Struktur der krystallinen Schiefer, von der des Muttergesteines ist keine Spur mehr zu sehen, und da unsere Kenntnisse in Betreff der Genesis der krystallinen Schiefer leider noch sehr negativen Charakters sind, muß gar manche Erscheinung einfach hingenommen werden, ohne daß wir sie vorderhand erschöpfend erklären könnten.

Beweisen läßt es sich also zunächst nicht, daß zwischen Hornblende und Pyroxen ein genetischer Zusammenhang besteht, doch möchte ich die Annahme a priori nicht von der Hand weisen, daß es sich wenigstens teilweise vielleicht doch um einen solchen handle, und zwar in dem Sinne, daß der Ägirin der jüngere Bestandteil ist.

Gehen wir jetzt zur Hauptmasse des Gesteins über. Sie besteht aus Quarz und Feldspat in wechselndem Verhältnis. Meist überwiegt letzterer, er verhält sich zum Quarz der Menge nach in der Regel wie 2:1. Doch kann sich das Mengenverhältnis auch sehr nach beiden Richtungen ändern. Häufig trifft man etwa gleichviel Quarz als Feldspat, aber in der Regel ist mehr von letzterem vorhanden.

Der Quarz bildet unregelmäßige, oft im Sinne der Schieferung ein wenig in die Länge gezogene Körner, selten eckige Stücke von grauer bis weißer Farbe, die allenthalben das Gefüge gewissermaßen verkitten. Sie umschließen die Feldspäte, kommen mit diesen zusammen innerhalb einzelner Hornblende- und Pyroxenindividuen vor, was poikilitische Struktur hervorruft, durchsetzen die Hämatit- und Leukoxenaggregate und bedingen durch ihr meist äußerst feines Korn und die innige Verzahnung wesentlich die Festigkeit des Gefüges. Tatsächlich kenne ich nur wenige Gesteine, die dem Hammer einen auch nur annähernd so starken Widerstand entgegensetzen wie der Forellenstein.

Digitized by Google

Der Quarz hat sonst genau dieselben Eigenschaften wie in allen Schiefergesteinen, löscht z. B. undulös aus, so daß wenig darüber zu sagen wäre. Bemerkt sei noch, daß er, wie auch der Feldspat, überaus häufig von Limonitnetzen, -Häutchen und -Äderchen über- und durchzogen ist.

Um den Quarz vom Feldspat zu unterscheiden, benutzte Palache die von Becke herrührende Fluorwasserstoffmethode. Damals war die Lichtbrechungsmethode desselben Autors noch nicht bekannt, welche die Untersuchung wesentlich erleichtert. In unserem speziellen Fall war sie sogar noch ganz besonders günstig zu verwenden, da sämtliche Feldspate des Forellensteins merklich niedrigere Brechungsexponenten besitzen als der Quarz.

Dadurch war die Übersicht natürlich sehr erleichtert. Auch wurde, da die Feldspäte durch ihre außerordentlich geringe Größe den meisten Methoden große Schwierigkeiten in den Weg setzten, zu den meisten Bestimmungen die Lichtbrechung herangezogen.

An Feldspäten gibt es 1. Kalifeldspat in der Form des Orthoklases und Mikroklins, 2. Natronfeldspat: Albit, vielleicht Oligoklas-Albit.

Sie alle treten in unregelmäßigen, gewöhnlich etwas langgezogenen Körnern, seltener in eckigen Stücken auf. Andeutungen von krystallographischer Begrenzung finden sich bisweilen, aber im ganzen selten.

Alle zeigen deutlich die Spaltrisse nach *M* und *P*.

Die Auslöschung ist, gleichwie beim Quarz, häufig undulös.

Überwiegen tut scheinbar der Orthoklas, was wohl auch Palache veranlaßt hat, den Plagioklas als sehr selten vorkommend zu bezeichnen. Da Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz nicht immer wahrnehmbar ist und das äußerste feine Korn die Übersicht sehr erschwert, so hält man leicht einen Albit für Orthoklas; denn die chemische Zusammensetzung lehrt, daß reichlich ebensoviel, in der Regel sogar etwas mehr Natronfeldspat vorhanden ist als Orthoklas. Ist doch kaum ein Kalifeldspat völlig frei von perthitischen Verwachsungen.

Der Kalifeldspat ist deutlich charakterisiert durch die rechtwinklig sich kreuzenden Spaltrisse auf den entsprechenden Flächen und die schwächere Lichtbrechung als Quarz und Albit. Letzteres

Digitized by Google

konnte besonders schön einmal bei drei successive aneinander grenzenden Individuen von Albit, Quarz und Orthoklas nachgewiesen werden.

Da es sich in den meisten Fällen um so winzige Individuen handelte, daß sie überhaupt erst bei den allerstärksten Vergrößerungen in parallelem Lichte Bestimmungen zuließen, so war es nicht möglich, irgend eine der vielen Methoden, für die konvergentes Licht notwendig ist, anzuwenden.

Im übrigen beweist auch die chemische Analyse, daß Kalifeldspat in reichlichem Maße vorhanden ist.

Häufig läßt sich der Kalifeldspat allen seinen Eigenschaften nach mit Sicherheit als Orthoklas ansprechen. Ebenso häufig hat er aber ganz den Habitus des Mikroklins. Eigentliche Gitterstruktur wurde nur selten und höchst undeutlich wahrgenommen, dagegen zeigte sich oft deutlich, daß der Krystall aus zahllosen Einzelindividuen bestand, durch eine eigentümliche Erscheinung in der Auslöschung, die am treffendsten mit „Wolkigkeit" zu bezeichnen wäre.

Ich neige zu der Ansicht, die in letzter Zeit Becke[1]), Graber[2]) und vor allem Brauns[3]) in seinem schönen Werk über die optischen Anomalien vertreten haben, nämlich daß in krystallinischen Schiefern aller Kalifeldspat als Mikroklin aufzufassen ist. In dynamometamorphen Gesteinen findet Umlagerung des monoklinen Feldspates zu triklinem statt. Brauns schränkt diese Behauptung insofern ein, als der Kalifeldspat nur insofern zu triklinem umgewandelt werden könne, als er natronhaltig ist. Diesen Satz faßt er mit folgenden Worten zusammen pag. 146: „Der Mikroklin ist ursprünglich monoklin, aber wegen des Natrongehaltes mit labiler Gleichgewichtslage ausgestattet gewesen. Durch den lang andauernden Druck des Gebirges ist er in die trikline Form übergeführt, seine Struktur ist sekundär."

Daß der Mikroklin tatsächlich durch Druck sekundär entsteht, scheint mir hinreichend erwiesen.[4]) Ob das notwendig mit dem

---

[1]) Becke, Petrographische Studien am Tonalit des Rieserferner. Tscherm. min. u. petr. Mitt., XIII. Bd., 1893.

[2]) Graber, Die Ausbruchszonen von Eruptiv- und Schiefergesteinen in Süd-Kärnten. Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt, XLVII. Bd., 1897.

[3]) Brauns, Die optischen Anomalien der Krystalle. Leipzig, Hirzel, 1891.

[4]) Alle hiehergehörigen Arbeiten sind in Brauns Buch angeführt. Das Zitieren der einzelnen Schriften kann ich mir also ersparen.

Digitized by Google

Natrongehalt zusammenhängt oder aber vielleicht durch eine intermolekulare kryptotrikline Struktur jedes monoklinen Feldspats bedingt ist, lasse ich dahingestellt. Ganz natronfrei ist wohl kein Kalifeldspat und im übrigen ließe sich nach der chemischen Zusammensetzung Brauns Auffassung gut auf unser Gestein anwenden.

Perthitische Verwachsung mit Albit ist fast immer vorhanden. Oft führt der Kalifeldspat Ränder von Albit, die dann zapfenförmig ins Innere eingreifen; der Albit ist auch hier häufig verzwillingt. In vielen Fällen bildet der Natronfeldspat zapfenförmige Einwüchse im Orthoklas [1]), die entweder parallel der *M* im Orthoklas gestreckt

Fig. 11.

Fig. 12.

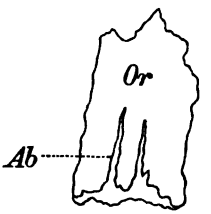
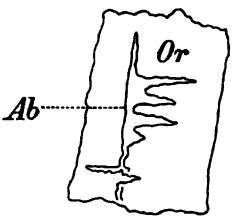


Fig. 13.



sind, oder, was ebenso häufig ist, senkrecht dazu verlaufen. Die Durchwachsung mit Albitsubstanz kann sehr weit gehen. Auch diese Erscheinung möchte ich nach Beckes [2]) und Grabers [3]) Vorgang als sekundär auffassen, wie es außer den erwähnten Autoren noch Romberg [4]) und Brögger [5]) getan haben.

Allerdings ist Graber der Ansicht, daß diese starken Umwandlungen nur dann verständlich sind, wenn das Magma bei Eintreten des Druckes noch nicht völlig erstarrt war.

Doch lehren alle neueren Erfahrungen, wie weit die Plastizität des Gesteins, das schon völlig erstarrt war, unter genügend hohem

---

[1]) Oben zitierte Arbeit.

[2]) Oben zitierte Arbeit.

[3]) An den Figuren bedeutet *Ab* = Albit, *Or* = Orthoklas.

[4]) Romberg, Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Struktur und der Entstehung derselben. N. Jahrb. f. Min. etc., Beil. Bd. VIII, 1892.

[5]) Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. Groths Zeitschr. f. Kryst, XVI. Bd., 1890.

Digitized by Google

und anhaltendem Druck gehen kann, so daß ich Grabers Annahme nicht für unumgänglich notwendig erachten kann. Vielmehr dürften unter genügend hohem Druck die weitgehendsten Umlagerungen auch in einem früher schon völlig erstarrten Magma möglich sein.

Zwillingsbildungen nach dem Karlsbader Gesetz wurden beim Kalifeldspat einige Male wahrgenommen, doch scheinen sie nicht sehr häufig zu sein.

Der Plagioklas beweist sofort durch den Umstand, daß seine beiden Brechungsexponenten durchwegs beträchtlich niedriger sind als die des Quarzes, daß es sich jedenfalls nur um Albit oder diesem sehr nahestehenden Oligoklas handeln könne. Da Zwillingsbildungen nach dem Albitgesetz sehr häufig sind (nach dem Periklingesetz habe ich keine wahrgenommen, nach dem Karlsbader nur einige wenige, die aber alle zu unsymmetrisch getroffen waren, um Michel-Lévys graphische Methode anzuwenden), konnte an symmetrisch auslöschenden Schnitten die Auslöschungsschiefe zu *M* gemessen werden. Ungefähr zehn solcher Messungen ergaben einen Winkelbetrag von 12—15°, was viel zu hoch ist für jeden Oligoklas. Es kann sich also nur um einen Albit oder einen diesem äußerst nahe stehenden Oligoklasalbit handeln.

Das bestätigt auch die Analyse, nach welcher bei sehr hohem Natrongehalt nur ein ungemein geringer Calciumgehalt vorhanden ist.

Es sind also durchwegs Alkalifeldspäte.

Um die mineralogische Beschreibung abzuschließen, sei noch eines Glimmervorkommens gedacht, welches allerdings wegen seiner Vereinzeltheit wenig zu bedeuten hat. Zweimal wurde ein gelb-grün pleochroitischer, stark doppelbrechender Glimmer, der bei deutlicher Zweiachsigkeit einen nur kleinen Achsenwinkel aufwies, beobachtet. Da derselbe Glimmer in den angrenzenden Schiefern zu den Hauptgemengteilen gehört und sonst nirgends im Forellenstein nachgewiesen werden konnte, wird es sich wohl um einen „Einwanderer" handeln, was an den unmittelbaren Kontaktstellen, wie wir später sehen werden, eine sehr häufige Erscheinung ist. Leider kann ich mich der Herkunft des Stückes, aus dem der Schliff hergestellt wurde, nicht entsinnen, aller Wahrscheinlichkeit nach stammt er von der Grenze. Der Glimmer gehört wohl fraglos zur Muskovitreihe; daß der Achsenwinkel klein ist, scheint für die krystallinischen Schiefer beinahe charakteristisch zu sein (cf. Rosenbusch, Elemente,

Digitized by Google

pag. 453 und 429 [bei den Phylliten]). Rosenbusch führt diesen Umstand auf geringeren Wassergehalt zurück.

Granat fehlt vollständig. Desgleichen fehlen sämtliche sonst für die krystallinischen Schiefer charakteristischen Silikate, als Sprödglimmer, Disthen, Sillimanit, Zoisit etc.

Struktur.

Der Gloggnitzer Forellenstein hat ganz die Struktur des krystallinen Schiefers. Alle Gemengteile sind dem Alter nach ungefähr gleichwertig, von irgend einer gesetzmäßigen Folge in der Reihe der Mineralausscheidungen ist nichts mehr zu sehen. Zu primären Gemengteilen könnten vielleicht höchstens die Magnetitkörnchen teilweise gehören, während man es zum großen Teile auch bei ihnen zweifellos mit Neubildungen zu tun hat. Um nur einige Beispiele anzuführen, finden sich Quarz und Feldspat überaus häufig in den Hornblenden, der Quarz im Feldspat u. s. f.

Die Struktur ist eine schiefrige, worunter im Sinne Rosenbuschs eine spezielle Abart verstanden wird, oder krystalloblastische, um einen treffenden Ausdruck von Becke zu benützen. Die Gemengteile sind in dünnen Lagen gesondert, was hauptsächlich vom Riebeckit und Hämatit gilt. Sehr weitgehend ist diese Sonderung aber nicht. So finden sich stets Körner von Quarz und Feldspat in den Hornblendelagen. Sie ist z. B. sehr viel weniger ausgesprochen als bei den angrenzenden Glimmerschiefern, ohne daß man deswegen doch von Lagenstruktur reden könnte.

Ocellarstruktur fehlt vollständig, ebenso wie porphyrische oder pseudoporphyrische. Auch merkt man nichts von konglomeratartiger Struktur, wie denn auch in dieser Beziehung nichts auf einen ursprünglich sedimentären Charakter hindeutet.

Das Haupt-Quarz-Feldspatgemenge besteht aus etwas in die Länge gezogenen Körnern, die manchmal ellipsoidal ausgebildet, häufiger jedoch ganz unregelmäßig begrenzt sind. Selten zeigen die Feldspäte Andeutungen von Krystallflächen.

Das Gemenge ist ungemein innig und eng ineinander verzahnt und verwachsen, füllt alle Zwischenräume um und in den übrigen Gemengteilen, ohne daß man von Mörtelstruktur reden könnte, wie denn auch jede Spur von Kataklase fehlt. Abgesehen von einer Reihe anderer Unterschiede, auf die wir später kommen werden.

Digitized by Google

unterscheidet sich der Forellenstein auch hierin wesentlich von allen typischen Granuliten. Eine gewisse äußere Ähnlichkeit besteht höchstens in der innigen Verwachsung des Quarzfeldspatgemenges (obwohl die Art der Verwachsung eine auf den ersten Blick verschiedene ist!), was nach Rosenbusch vielleicht auf eine ursprünglich granophyrische Struktur des Eruptivgesteins schließen läßt.

Quarz und Feldspat zeigen ausgesprochen undulöse Auslöschung. Über die Ausbildungsweise der dunklen Gemengteile wurde schon früher gesprochen, betont sei hier nur nochmals die häufige poikilitische Struktur.

Das Korn ist ein außerordentlich feines. Manche Varietäten sind beinahe dicht ausgebildet, doch finden sich auch relativ grobkörnigere Abarten.

Gerade wegen dieser Feinheit des Korns kann ich auch über die Art und Anordnung der Flüssigkeitseinschlüsse nur sehr wenig aussagen. Vorhanden sind sie, aber nur höchst selten selbst bei den stärksten Vergrößerungen zu konstatieren.

Nur bei den größeren Hornblendeindividuen ließ sich einigemale die reihenförmige Anordnung dieser Einschlüsse beobachten.

Hervorgehoben sei noch einmal der hohe Idiomorphismus der Ägirin- und, wo solche vorhanden, auch der Riebeckitmikrolithen.

Kontaktphänomene.

Um die Kontaktverhältnisse zu studieren, wurden mehrere Schliffe, die sowohl den Forellenstein als auch den angrenzenden Schiefer zeigten, angefertigt.

Auch wurden Dünnschliffe des Phyllits außerhalb des Forellensteins hergestellt, um festzustellen, ob irgend ein stofflicher Unterschied zu bemerken sei. Das war nicht der Fall. In allen Fällen bestand der Schiefer aus wechsellagernden Zonen von Quarz und Glimmer. Letzterer ist gewöhnlich ein stark doppelbrechender, gelbgrün pleochroitischer, zweiachsiger Muscovit mit kleinem Achsenwinkel, dessen übrigens schon einmal gedacht wurde. Nicht selten tritt dazu dunkelbrauner Biotit, sowie Chlorit.

An sonstigen Gemengteilen führt der Schiefer spärliche Eisenerze, viel dendritisch verzweigten Limonit, sowie kleine Aggregate

Digitized by Google

einer trüben, bräunlichen Substanz, die wegen ihrer absoluten Undurchsichtigkeit nicht zu bestimmen war, aber mit dem Leukoxen des Forellenstein gewisse Ähnlichkeiten aufweist.

Von Wichtigkeit ist zu betonen, daß Feldspat vollständig fehlt. Der Schiefer ist also ein typischer Phyllit.

Gehen wir nun zu den Kontaktverhältnissen über, so sei zunächst festgestellt, daß vom primären Kontakt keine Spur mehr zu sehen ist. Typische Kontaktmineralien fehlen durchwegs.

Durch die nachträgliche Schieferung ist eben das ursprüngliche Bild beträchtlich modifiziert worden.

Vor allem fällt auf, daß an der Grenze Riebeckit wie Ägirin vollständig fehlen. Dagegen nehmen die Erze an Häufigkeit zu. Dasselbe gilt vom Feldspat, der hier einen viel größeren Prozentsatz auszumachen scheint als im Hauptgestein.

Die genaue Grenze ist mikroskopisch sehr schwer festzustellen:

Einerseits greift der Feldspat in den Schiefer über, anderseits der Glimmer in den Forellenstein. In der Tat bemerkt man am Kontakt im Schiefer beträchtliche Mengen von Feldspat, der hier sonst völlig fehlt. Doch scheint sich das nicht sehr weit fortzusetzen. Viel weiter greift dagegen der Glimmer in den Forellenstein über, so daß noch auf eine relativ große Entfernung Glimmerlagen mit dem normalen Gemenge alternieren. Auch hier ist der Glimmer natürlich vorzugsweise Muscovit, doch bemerkte ich auch einige Biotit-, wie auch Chloritfetzen.

Das Fehlen der Hornblende läßt sich vielleicht so deuten, daß an der Grenze die Alkalien, die sonst in die Hornblende eingehen würden, durch zugeführte Tonerde zu Feldspat krystallisierten. Das überschüssige Eisen schied sich dabei als Magnetit aus.

Wenn ich hier von „relativ großen Entfernungen“ rede, so geschieht das nur in mikroskopischem Sinn.

Im ganzen erreichen die Umwandlungen beiderseits kaum einen Betrag von einigen Centimetern.

Was das Übergreifen des Feldspats einer-, des Glimmers andererseits betrifft, so haben wir da offenbar im kleinsten Maßstabe die Erscheinung der Wechsellagerung, wie sie, meist nur in weit größerem Umfange, fast überall zu beobachten ist, wo zwei angrenzende Gesteinsarten zusammen einem intensiven Schieferungsprozeß unterworfen gewesen sind.

Digitized by Google

Einem eventuellen Einwand möchte ich hier noch begegnen, nämlich daß die Wechsellagerung von Schiefer und Forellenstein am Gloggnitzer Schloßberg eventuell demselben Umstande ihre Entstehung verdanke. Gegen diese Auffassung spricht meiner Ansicht nach das gesamte geologische Verhalten, schon allein der Umstand, daß diese Wechsellagerung keineswegs eine innige genannt werden kann.

Die obenbeschriebenen Kontaktphänomene lehren uns wieder einmal, daß selbst im kleinsten Maßstab zwischen Eruptiv- und Nebengestein keine allmählichen konstitutionellen Übergänge stattfinden. Wohl zeigt sich am Kontakt Austausch einzelner Mineralsubstanzen, aber die makroskopische Grenze bleibt stets scharf erhalten.

Da meiner Ansicht nach die dünnen Schieferzwischenlagen dadurch entstanden, daß das Magma in lagergangartiger Weise zwischen die Schichtflächen des Sedimentes gepreßt wurde, so ist eben offenbar auch hier der Schiefer mit dem glühenden Gestein in Berührung gekommen.

Wenn nun die französische Injektions- oder „Aufschluck"theorie, um einen Brögger'schen Ausdruck zu gebrauchen, recht hätte, so wäre nicht einzusehen, warum sogar so ungemein dünne Zwischenlagen, wie wir sie hier vor uns haben, so gar keine stofflichen Veränderungen erfuhren, vielmehr mit den übrigen Phylliten in jeder Hinsicht identisch sind.

Mir scheint, daß unser Fall wieder einen Beweis dafür bietet, daß bei oberflächlichen Erscheinungen wenigstens diese Theorie nicht anwendbar ist.

Anders mag es dagegen in den tieferen Regionen der Erdkruste sein, denn es will mir nicht einleuchten, warum nicht bei so hoher Temperatur und Druck, wie wir sie in größeren Tiefen ja annehmen können, wo auch das Wasser, wie Arrhenius uns gelehrt hat, stärker als die meisten Säuren wirkt, Gesteine eingeschmolzen oder besser aufgeschlossen werden könnten.

Chemische Zusammensetzung.

Durch das überaus freundliche Entgegenkommen des Herrn Vizedirektors der k. k. geologischen Reichsanstalt Oberbergrat Dr. Tietze und des Direktors des chemischen Laboratoriums daselbst

Digitized by Google

Herrn Regierungsrat Dr. John Ritter v. Johnesberg wurde es mir ermöglicht, in der Reichsanstalt eine Bauschanalyse des Forellensteins durchzuführen. In liberalster Weise wurden mir Platz, Apparate und Reagentien zur Verfügung gestellt.

Ich kann es mir nicht nehmen lassen, den erwähnten Herren, besonders aber auch dem Herrn Adjunkten des chemischen Laboratoriums, Dr. Eichleiter, der mir bei der Arbeit mit Rat und Tat in freundlichster Weise beistand, auch an dieser Stelle meinen innigsten Dank auszusprechen.

Zur Analyse wurde ein Gesteinstypus gewählt, dessen makroskopische wie mikroskopische Zusammensetzung einen Mittelwert voraussehen ließen. Die Analyse ergab folgende Werte:

$Si\,O_2$	75·9%
$Ti\,O_2$	Sp.
$Al_2\,O_3$	11·89%
$Fe_2\,O_3$	2·68%
$Fe\,O$	1·59%
$Mn\,O$	Sp.
$Mg\,O$	0·42%
$Ca\,O$	0·2%
$Na_2\,O$	4·68%
$K_2\,O$	3·83%
$H_2\,O$ [1])	Sp.
	101·19%

Das Gestein gehört also einem Typus an, welcher bei hohem $Si\,O_2$-Gehalt, hoher Tonerde und Alkalien, bedeutende Mengen von Eisen führt. Manche Varietäten des Forellensteins dürften viel eisenreicher sein, aber der analysierte Typus gibt eine gute mittlere Zusammensetzung. Der Titangehalt erwies sich als so gering, daß er nicht wägbar war. Ebenso spurenweise nur ist auch Mangan vorhanden. Auf seine Existenz deutete die leicht bräunliche Färbung des Kalkes. Bedenklich erscheint mir nur der relativ hohe Magnesia-

[1]) Das Wasser wurde als Glühverlust bestimmt. Daß das gefundene Gewicht entgegen allen Erfahrungen bei Schiefern so gering war, mag darauf beruhen, daß sich beim Glühen das Eisenoxydul oxydierte, wodurch der Gewichtsverlust teilweise ersetzt wurde. Zu einer andersartigen, exakteren Bestimmung fehlten leider die Apparate.

Digitized by Google

gehalt. Magnesiareiche Mineralien fehlen im Gestein, und wenn auch der Riebeckit nach den vorhandenen Analysen, bisweilen einen nicht unbeträchtlichen Magnesiagehalt aufweist, so glaube ich doch an einen Analysenfehler, umsomehr, als die Summe in jedem Fall zu hoch ist.

Der geringe Kalkgehalt beweist schlagend, daß die Bildung des Anorthitmoleküls so gut wie ausgeschlossen war, umsomehr, als ein Teil des Calciums wohl in die Konstitution des Leukoxens und des Riebeckits eingehen dürfte.

Zur weiteren Diskussion der Analyse wurden die Gewichtsprozente in Molekularzahlen und Atomprozente umgerechnet.

Molekularzahlen		Atomprozente	
SiO_2	125·66	Si	69·55
Al_2O_3	11·33	Al	12·86
Fe_2O_3	1·67	Fe^{III}	1·87
FeO	2·21	Fe^{II}	1·24
MgO	1·04	Mg	0·58
CaO	0·36	Ca	0·11
Na_2O	7·58	Na	8·38
K_2O	4·89	K	5·41

Aus diesen Zahlen erhellt sofort, daß zur Bindung der Alkalien zu wenig Tonerde vorhanden ist. Daraus ergibt sich, daß, wie zu erwarten, ein Teil des Natrons mit Eisen vergesellschaftet in die Konstitution der Hornblende eingeht.

Die beiläufige mineralogische Zusammensetzung ließ sich unter Zugrundelegung folgender Formeln berechnen. Der Einfachheit halber wurde die Existenz des Anorthitmoleküls angenommen, und nachher, bei der Berechnung der Prozente, mit Albit als Plagioklas zusammengezogen.[1])

Berechnet man aus den gefundenen Werten das prozentische Verhältnis von An:Ab, so erhält man 97·3% Ab und nur 2·7% An, ein Anorthitgehalt, der so außerordentlich niedrig ist, daß er auf optischem Wege kaum nachweisbar wäre.

---

[1]) Es wurde vom Kali ausgegangen. Ein Teil des Eisens wurde zur Tonerde gerechnet. Da es sich nur um eine beiläufige Berechnung handelt, machen die kleinen Fehler nichts aus.

Digitized by Google

Orthoklas	$K_2O.Al_2O_3.6SiO_2$	4·89
Albit	$Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$	6·38
Anorthit	$CaO.Al_2O_3.2SiO_2$	0·36
Hornblende + Ägirin	$Na_2O.Fe_2O_3.4SiO_2$	1·2
	$MgO.SiO_2$	1·04
	$FeO.SiO_2$	1·74
Magnetit	$FeO.Fe_2O_3$	0·47
Quarz	SiO_2	49·79

Daraus ergibt sich in runden Zahlen das prozentische Verhältnis:

Quarz	30%
Orthoklas	26%
Plagioklas	35%
Hornblende	8%
Magnetit	1%

Rechnen wir die Rosenbusch'schen Kerne heraus, so erhalten wir in runden Zahlen:

$(Na\,K)\,Al\,Si_2$	55·13%
$Ca\,Al_2\,Si_4$	—
$R''\,Si$	7·38
$R''_2\,Si$	—
Si	37·49

Die Zahl der Metalltatome ist 180·81;
die der Moleküle . . . . 155·04.

Das spezifische Gewicht des Forellensteins ist 2·65. Dieser Wert wurde gefunden an derselben Gesteinsvarietät, die auch zur Analyse benutzt wurde. Er ist annähernd derselbe wie bei den Alkaligraniten.

Aus allem Vorhergehenden geht unzweifelhaft hervor, daß wir es ursprünglich mit einem Eruptivgestein zu thun haben. Die Analyse beweist, daß der Anorthitkern, wie auch der Kern $R_2''\,Si$ kaum vorhanden sind. Wir müssen es also mit einem Gestein der Alkalireihe zu thun haben.

Der überaus hohe Kieselsäuregehalt schließt die eigentlich foyaitisch-theralitischen Magmen aus. Das Gestein muß demnach den Alkaligraniten unter den Tiefen-, den Comenditen etwa unter den Ergußgesteinen entsprechen.

Digitized by Google

Um die genauere systematische Stellung zu bestimmen, habe ich die Atomzahlen in Osannsche[1]) Kerne umgerechnet.

Bringt man die erhaltenen Zahlen auf 20, so ergibt sich für das Diagramm *AFC*

$$a = 14{\cdot}2$$
$$c = 0$$
$$f = 5{\cdot}8$$

Vergleichen wir diese Zahlen zuerst mit den für die Intrusivgesteine aufgestellten Diagrammen. Tragen wir die gefundenen Werte auf Fig. 2, Taf. IV der Osannschen Tabellen auf, so finden wir, daß unser Verhältnis graphisch in der Nähe der Typen 3—6 zu stehen käme und Typus 4 am nächsten kommt. Im Text (pag. 376) entsprechen diese Zahlen sämtlich Alkaligraniten; die von Osann unter Typus Quincy zusammengefaßt sind.

Von diesen kommen nur 3 und 4 in Betracht (die übrigen haben eben zu hohen Anorthitgehalt).

Nr. 3 (Sodagranit von Duluth, Minn.).
und Nr. 4 (Riebeckitgranit von Quincy, Mass.) haben dasselbe Verhältnis $a:c:f = 13{\cdot}5:0:6{\cdot}5$. Vergleichen wir die Analysen, so fällt zunächst auf, daß Nr. 3 schon zuviel *Mg* und *Ca* führt. Bliebe zu vergleichen Nr. 4. Das entsprechende Gestein ist von White[2]) beschrieben worden und Washington[3]) hat eine Analyse desselben publiziert. Wir geben sie weiter unten wieder. Es läßt sich feststellen, daß sich das Gestein von Quincy durch etwas niedrigeren SiO_2-Gehalt, weniger *MgO* und ein etwas anderes Verhältnis der Alkalien vom Forellenstein unterscheidet. Der Granit von Quincy führt ebensoviel Na_2O wie K_2O. Im übrigen stimmen die beiden Typen recht gut miteinander überein. White beschreibt es als ein grobkörniges, typisch granitisch struiertes Gestein, das außer Quarz, Albit und Orthoklas eine dunkelblaue Hornblende und Pyroxen (?) führt. Die Eigenschaften der Hornblende deuten auf Riebeckit.

Nebenbei sei bemerkt, daß mir das Vorkommen des Glaukophans daselbst nach der Beschreibung in keiner Weise erwiesen

---

[1]) Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., 1899, Bd. XIX.
[2]) Proceedings of the Boston Soc. of Nat. hist., Vol. 28, Nr. 6, pag. 128—33.
[3]) American Journal of Science, August 1898, Nr. 32, pag. 181.

Digitized by Google

erscheint. Offenbar handelt es sich auch hier wiederum um Riebeckit. Washington hat die mutmaßliche mineralogische Zusammensetzung berechnet. Ziehen wir den Glaukophan mit dem Riebeckit zusammen, erhalten wir

Riebeckit	14·3
Albit	27·7
Orthoklas	27·2
Quarz	30·2
Akzess.	0·6
	100·0

Die mineralogische Zusammensetzung hätte also auch große Ähnlichkeit. Wir können demnach den Forellenstein chemisch wie mineralogisch ziemlich genau den natronreichen Alkaligraniten vom Typus Quincy parallelisieren. Vergleichen wir jetzt auch die von Rosenbusch (Elemente, pag. 78, I—IV) gegebenen Analysen der Alkaligranite. Unter diesen führen die zwei ersten (Buxberg bei Eibenstock, Drammen) bei sonst ähnlicher Zusammensetzung weniger Eisen und mehr Kali als Natron, Nr. 3 (Hougnatten) führt zu wenig SiO_2, Nr. 4 (Pelvoux) zu wenig Eisen und zu viel Tonerde, hat aber sonst große Ähnlichkeit mit dem Granit von Quincy. Im allgemeinen stimmt also letzterer am besten mit unserem Gestein überein, und jedenfalls können wir mit voller Sicherheit behaupten, daß der Forellenstein unter den Tiefengesteinen den Alkali-, und zwar den Riebeckitgraniten äquivalent ist.

Gehen wir jetzt zu den Effusivgesteinen über: In Osanns[1]) Tabellen dieser Gesteine fällt zunächst auf, daß der Forellenstein den Pantelleriten nicht vergleichbar ist (Taf. IX, 127—132), weil diese sehr viel weniger Thonerde und Kieselsäure führen, eine nach Rosenbusch und Osann für die Pantellerite charakteristische Erscheinung. Die Trachyte vom Typus Scaruppata und Mte. Rotaro, die im Verhältnis $a:f:c$ am besten mit unserem Gestein übereinstimmen, führen viel zu wenig SiO_2, während bei den Quarzkeratophyren, die sonst eine gewisse Ähnlichkeit zeigen, der Kern c eine zu große Rolle spielt.

[1]) Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XX, Heft 5 u. 6.

Digitized by Google

Sehr genau entspricht dagegen der Comendit (Osann pag. 401, Nr. 4 und Rosenbusch, Elemente, pag. 257) mit seinem Verhältnis $a:f:c = 15{\cdot}5:0:4{\cdot}5$ dem Forellenstein.

Wir geben hier seine Analyse, zusammen mit denen des Riebeckitgranits und des Forellensteins wieder:

	Forellenstein	Riebeckitgranit, Quincy	Comendit
SiO_2 . . .	75·9	73·93	74·76
TiO_2 . . .	Sp.	0·18	Sp.
Al_2O_3 . . .	11·89	12·29	11·60
Fe_2O_3 . . .	2·68	2·91	3·5
FeO. . . .	1·59	1·55	0·19
MnO . . .	Sp.	Sp.	—
MgO . . .	0·42	0·04	0·18
CaO . . .	0·2	0·31	0·07
Na_2O . . .	4·68	4·66	4·35
K_2O . . .	3·83	4·63	4·92
H_2O . . .	Sp.	0·41	0·64
	101·19	100·91	100·21

Man sieht, daß der Comendit eine Spur weniger SiO_2, weniger FeO und ein etwas anderes Verhältnis der Alkalien aufweist. Die mineralogische Zusammensetzung ähnelt sehr der des Forellensteins.

Ziehen wir jetzt noch die Orthogneise in den Rahmen unserer Vergleiche.

Da findet sich kein einziger, der dem Forellenstein äquivalent wäre, denn An. 4, pag. 487, welche die Zusammensetzung der foyaitischen Magmen zeigt, führt viel zu wenig SiO_2, um einen Vergleich zu ermöglichen.

Betrachten wir die Analysen der Granulite[1]), zu denen der Forellenstein bisher immer gerechnet wurde, so fallen die Unterschiede sofort auf. Die Granulite sind ausgezeichnet durch äußerst geringen Eisengehalt, ausnahmsloses Vorherrschen des Kalis über das Natron, so daß die Bildung von Alkalieisenamphibolen oder -Pyroxenen von vornherein ausgeschlossen war.

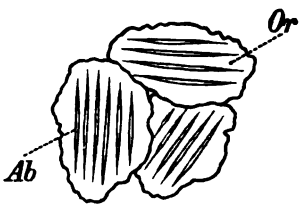
Außerdem ist ein beträchtlicher Tonerdeüberschuß für alle Granulite, besonders aber die von Göttweih charakteristisch, welcher

[1]) Rosenbusch, Elemente, pag. 489, 1—6.

Digitized by Google

die Bildung von Disthen und Sillimanit hervorruft. Außerdem führen alle Granulite Granat und bisweilen Glimmer, auch ist der Feldspat ein anderer. Die Kalifeldspate des Göttweiher Granulites sind charakterisiert durch haarscharfe unter sich parallele Mikroperthitlamellen, die auch in parallelem Licht sofort auffallen — eine Erscheinung, die sich bei den Feldspaten des Gloggnitzer Gesteins nirgends findet. Von all diesen Erscheinungen ist beim Forellenstein keine Spur vorhanden. Auf die strukturellen Unterschiede wurde schon hingewiesen. Da demnach die Ähnlichkeit nur eine ganz äußerliche ist, schlage ich vor, den Namen „Granulit", um Ver-

Fig. 14.



wechslungen zu vermeiden, auf die typischen Vorkommnisse zu beschränken.

In Nr. 2 des Centralblattes für Mineralogie etc. 1902 hat V. de Souza-Brandão unter dem Titel „Über einen portugiesischen Alkaligranulit" ein Gestein beschrieben, das, bis auf einen allerdings sehr wichtigen Umstand, eine große Ähnlichkeit mit dem Gloggnitzer Forellenstein aufweist.

Leider ist über das geologische Vorkommen desselben nichts Näheres bekannt, als daß es in der Provinz Alemtejo bei Alter Pedrose in derselben Gegend auftritt wie der schon oben zitierte von Rosenbusch beschriebene Alkali-Orthogneis, mit dem er auch genetisch verwandt sein dürfte. Zuerst sei nur bemerkt, daß der Name „Granulit" hier schon gar nicht am Platz ist, da, nach der Beschreibung zu urteilen, die Struktur eine typisch hypidiomorphkörnige ist und sich nur Andeutungen von paralleler Anordnung finden. An der Zusammensetzung nehmen folgende Mineralien teil: Riebeckit und Ägirin in ihrer typischen Ausbildung; es kommen auch hier Verwachsungen vor, aber stets in dem Sinne, daß der

Digitized by Google

Agirin im Zentrum liegt, weswegen de Souza für wahrscheinlich hält, daß der Riebeckit sekundär aus dem Ägirin entstanden sei.

An Feldspaten gibt es, analog dem Forellenstein, Orthoklas, Mikroklin und Albit, an sonstigen Gemengteilen Magnetit und sekundäre Eisenverbindungen, Zirkon, Apatit, ein „unbestimmbares Mineral", — aber keinen Quarz.

Das Gestein ist also bei sonst analoger Zusammensetzung viel basischer als der Forellenstein und scheint einem Grenztypus zwischen Alkali- und Nephelinsyenit zu entsprechen, welche Voraussetzung wohl auch für den oben zitierten portugiesischen Gneis berechtigt sein dürfte.

Ziehen wir nun die Konsequenzen aus allem bisher Angeführten. Seinem geologischen Aufbau, seiner Struktur, seiner chemischen und seiner mineralogischen Zusammensetzung nach ist der Gloggnitzer Forellenstein unzweifelhaft ein metamorphes Eruptivgestein.

Von der ursprünglichen Struktur ist nichts erhalten, das Gestein hat vollständig die der krystallinen Schiefer angenommen.

Seiner mineralogischen und chemischen Zusammensetzung nach entspricht es Alkalimagmen und kommt es am nächsten unter den Tiefengesteinen den Riebeckitgraniten vom Typus Quincy, unter den Ergußgesteinen den Comenditen.

Strukturell läßt es sich nicht entscheiden, in welcher Form es ursprünglich vorhanden war.

Doch macht es das geologische Auftreten im höchsten Grade wahrscheinlich, daß wir es ursprünglich mit einem Tiefengestein und zwar in Form eines Intrusivlagers zu tun haben.

Mineralogisch läßt es sich folgendermaßen definieren: Der Gloggnitzer Forellenstein ist ein metamorphes Eruptivgestein, das bei vollkommener Schieferstruktur und äußerst feinem Korn seiner Hauptmasse nach aus einem allotriomorphen, innigen Gemenge von Quarz und Alkalifeldspat, meist im Verhältnis von 1:2, besteht, wozu sich in wechselndem Verhältnis Riebeckit meist in faserigen Aggregaten gesellt, sowie Ägirin, dieser meist in Gestalt idiomorpher Mikrolithen. An Nebengemengteilen finden sich stets Magnetit, sekundäre Eisenverbindungen und Leukoxen, akzessorisch und selten Rutil (Apatit und Zirkon).

Es muß auffallen, daß im Forellenstein kein einziges der für die krystallinen Schiefer typischen Mineralien vorkommt, als: Granat,

Digitized by Google

Disthen, Sillimanit, Epidot, Glimmer, Sprödglimmer, Glaukophan etc. Als direkte Neubildungen durch Druck lassen sich mit Sicherheit eigentlich nur Mikroklin und Albit auffassen. Über den Mikroklin als sekundäres Produkt wurde schon weiter oben gesprochen. Daß auch der Albit, besonders in Form perthitischer Rinden und Zapfen, durch Druck entstehen kann, haben vor allem Becke und Graber in ihren schon früher zitierten Arbeiten nachgewiesen.

Selbstverständlich soll nicht behauptet werden, daß aller Albit erst sekundär entstanden. Größtenteils ist er sicher schon früher vorhanden gewesen.

Nur die große Zahl perthitischer Albitlamellen dürfte hievon herrühren.

Die Erklärung für das Fehlen der Schiefermineralien liegt in dem Fehlen eines Tonerdeüberschusses. Aus diesem Grunde konnte z. B. kein Toneisengranat entstehen, dadurch waren Disthen wie Sillimanit ausgeschlossen. Kalkreiche Mineralien konnten in keinem Fall vorkommen, womit Epidot u. ä. von vornherein nicht in Betracht kamen. Daß aber Glimmer sich sofort einstellte, sobald Tonerde **zugeführt** wurde, haben wir an der Grenze der dünnen Schieferzwischenlagen gesehen:

Die Alkalien, die sonst zur Hornblende verwandt wurden, traten jetzt in die Konstitution eines Glimmers ein, und das Eisen wurde in Form von Erzen ausgeschieden.

Doch bleibt es auf den ersten Blick immerhin auffallend, daß bei der Umkrystallisation, die hier doch zweifellos stattgefunden hat, keine Änderung des mineralogischen Bestandes Platz gegriffen hat — fast scheint es, als widerspreche es der allgemeinen Regel, daß alle pleomorphen Mineralien sich in die entsprechenden spezifisch schwersten Modifikationen umwandeln.

So ist das Zusammenvorkommen von Hornblende und Pyroxen merkwürdig — bisher schien es doch, als wandelten sich bei der Dynamometamorphose die Pyroxene immer in die entsprechenden Hornblenden um. Hier aber kommen sie selbständig nebeneinander vor, ja, der umgekehrte Umwandlungsprozeß scheint nicht ganz ausgeschlossen. Aber das genaue chemische Verhältnis von Hornblenden in Pyroxenen ist bisher zu wenig bekannt, um sichere Schlüsse zu erlauben.

Digitized by Google

Besonders die Kleinheit und der Idiomorphismus der Pyroxene gibt zu denken.

Man könnte sich ja vorstellen, daß auch im ursprünglichen Gestein der Ägirin in Form von Mikrolithen vorhanden war, und diese, dank gerade ihrer Kleinheit, von der späteren Umwandlung nur wenig betroffen worden sind.

Andererseits sprechen viele Umstände auch für die Neubildung der Pyroxene. Ausführlicher wurde diese Frage früher diskutiert.

Eine Entscheidung ist nach unserer mangelhaften bisherigen Kenntnis der krystallinen Schiefer überhaupt nicht zu treffen. Besonders fehlt alles Material für die den Alkalimagmen entsprechenden Gneise. Nur möchte ich noch ausdrücklich auf einen Umstand hinweisen: Trotzdem es mir erwiesen scheint, daß das ursprüngliche Eruptivgestein völlig umkrystallisiert ist, haben doch nur ganz minimale Umlagerungen Platz gegriffen.

Die mineralogische Zusammensetzung des Schiefers ist ziemlich genau dieselbe wie bei den entsprechenden Eruptivgesteinen. Alle für die krystallinen Schiefer charakteristischen Mineralien fehlen, bis auf Albit und Mikroklin.

Folgende Umstände könnten zur Erläuterung dieses Tatbestandes beitragen:

Zwar wissen wir nur äußerst wenig von den Vorgängen bei der Bildung krystalliner Schiefer im allgemeinen, wegen Mangels an Material so gut wie nichts von der Genese der speziell zu den Alkalimagmen gehörigen Schiefer, doch scheint es mir nicht ausgeschlossen, daß die Höhe des Schmelzpunktes auch bei der Umkrystallisation in festem Zustande eine Rolle spielt. Je saurer ein Gestein, desto zähflüssiger ist es, und desto höher ist sein Schmelzpunkt (nach Vogt).

Wäre es nun nicht denkbar, daß mit steigender Zähflüssigkeit auch die Plastizität, die Diffusionskonstante für jeden Zustand im allgemeinen abnehme, also geringer ist, als bei den basischen Gesteinen, z. B. den Amphiboliten?

Ist diese Anschauung richtig, so müßten bei den sauren Magmen überhaupt viel weniger Umlagerungen und Paramorphosen stattfinden, als bei den basischen (den leichtflüssigen). Vielleicht beschränken

Digitized by Google

sich diese auf Umkrystallisationen und Änderungen in der Anordnung der Gemengteile nach dem Rieckeschen[1]) Prinzip.

Daß die Diffusionskonstante mit der Zähflüssigkeit abnimmt, geht aus den Vogtschen Arbeiten[2]) klar hervor. Ebenso wissen wir, daß die größten Umlagerungen gewöhnlich bei den den Gabbros und Dioriten entsprechenden Schiefern vorkommen.

Dagegen spricht der Tonalit sehr gegen die oben angeführte Anschauung, der doch gewiß im magmatischen Zustand sehr zähflüssig war. Und doch finden sich gerade bei diesem Gestein Umlagerungen im allergrößten Maßstabe (nach Becke).

Uberhaupt möchte ich die hier angedeutete Anschauung nicht als Theorem, sondern eben als bloße Andeutung aufgefaßt wissen; zwar bin ich der Überzeugung, daß den Differentiations-, Diffusions- und anderen Prozessen eine größere Rolle zukommt, als ihnen bisher eingeräumt wird, doch wäre es ebenso undankbar als kühn, sich bei dem derzeitigen Stand der Kenntnisse schon zu hoch in die Regionen der grauen Theorie zu versteigen.

In unserem speziellen Fall dürfte vielleicht folgende einfache Erklärung genügen, auf die mich Herr Prof. Becke gütigst aufmerksam machte: die Geringfügigkeit der Umwandlung könnte davon herrühren, daß für die Alkali-Eisen-Siliciumverbindungen keine andere Form existiert als die der Alkaliamphibole und -Pyroxene.

Gäbe es einen Alkali-Epidot und Alkaligranat, so wäre Umwandlung möglich.

Wie dem auch sei, entscheiden läßt sich zunächst nichts, erst muß das nötige Material beschafft werden, an dem es bisher völlig fehlt.

Ich habe für den Gloggnitzer Forellenstein die Bezeichnung feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis gewählt, da es mir erwiesen scheint, daß unser Gestein ein Orthogneis, d. h. metamorphes ursprüngliches Eruptivgestein ist und sein feines Korn, wie der

---

[1]) Riecke: „Über das Gleichgewicht zwischen einem festen, homogen deformierten Körper und einer flüssigen Phase, insbesondere über die Depression des Schmelzpunktes durch einseitige Spannung.“ Nachr. v. d. k. Ges. der Wiss. zu Göttingen, math.-phys. Cl. Nr. 4, 1894. Die Hauptpunkte finden sich zitiert in der früher angeführten Arbeit von Graber.

[2]) Eine Reihe von Aufsätzen über Differentiationsprozesse, erschienen in der Zeitschrift für praktische Geologie zwischen 1893 und 1902.

Digitized by Google

Riebeckitgehalt, zu seinen wesentlichsten Merkmalen gehören. Außerdem wüßte ich nicht, daß „Riebeckitgneis" schon als feste Bezeichnung für ein spezielles Gestein benützt worden ist.

Bevor ich schließe, möge noch kurz der Gesteine von Vöstenhof oder Festenhof gedacht werden, die seit langer Zeit irrtümlicher Weise mit dem Forellenstein in Zusammenhang gebracht werden.

So sagt Cžjžek[1]), daß bei Vöstenhof ein „Weißstein" vorkomme, der zwar mit dem Gloggnitzer nicht völlig identisch sei, aber geologisch mit diesem zusammenhänge. Toula[2]) wiederholt bei seiner Beschreibung diese Angabe Cžjžeks, beschreibt aber im übrigen die dort vorkommenden Gesteine vollkommen richtig, indem er sie als stark zersetzte Feldspat-Amphibolgesteine bezeichnet, die stark an ein „zersetztes dioritisches Eruptivgestein" erinnern.

Tatsächlich stehen nun die Vöstenhofer Gesteine geologisch wie petrographisch in gar keinem Zusammenhang mit dem Gloggnitzer Forellenstein.

Cžjžek kam wohl auf die Vermutung dieses Zusammenhangs durch einzelne helle Lagen, die dazwischen unter den Amphiboliten auftreten.

Untersuchte Dünnschliffe dieser Gesteine ergaben, daß sie größtenteils aus einem Gemenge von grüner Hornblende, Zoisit, Quarz, Calcit und basischem Labrador mit 50% An (wie nach Michel-Levys Methode an Doppelzwillingen mehrfach bestimmt werden konnte) bestehen.

Die hellen Varietäten bestanden auch durchwegs aus Quarz, Calcit und Labrador; dazu trat bisweilen Klinozoisit.

Das Ganze ist unglaublich zersetzt. Da diese Gegend sehr großen Störungen unterworfen gewesen und durch die weitgehende Verwitterung alles durcheinander gerutscht ist, so ist es fast unmöglich, ein exaktes Bild der Erscheinungen zu geben.

Ich glaube, daß Toula vollkommen recht hat, wenn er die Hauptmasse der Vöstenhofer Gesteine für zersetzten Diorit oder Gabbro erklärt.

---

[1]) Jahrb. d. Reichsanstalt, 1854, pag. 477.

[2]) Die Grauwackenzone etc., pag. 38.

Digitized by Google

Da auch bei den hellen Varietäten der dortigen Gesteine immer nur sehr anorthitreiche Feldspate auftreten, so ist es ganz zweifellos, daß sie auch petrographisch mit dem Gloggnitzer Forellenstein in keinem Zusammenhang stehen.

Hiemit sind wir am Schluß unserer Betrachtungen angelangt. Mir sei nur noch gestattet, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer Herrn Professor Dr. F. Becke, in dessen Institut und unter dessen Aufsicht vorliegende Arbeit ausgeführt wurde und der mir in der freundlichsten Weise zu jeder Zeit mit Rat und Tat beistand, meinen innigsten und aufrichtigsten Dank auszusprechen.

Auch Herrn Assistenten Hermann Tertsch sei hier für seine freundliche Unterstützung und liebenswürdiges Entgegenkommen mein herzlichster Dank dargebracht!

Digitized by Google

VIII. Optische Orientierung von Feldspaten der Oligoklas-Gruppe.

Von **Hermann Tertsch.**

(Mit 5 Textfiguren.)

Für die endgültige Festlegung der Beziehungen zwischen den chemischen und krystallographisch-physikalischen Eigenschaften der Plagioklase ist es erforderlich, eine größere Zahl von dahinzielenden Beobachtungen an chemisch bekannten Stufen auszuführen. Dies war der Grundgedanke, von dem aus Herr Prof. F. Becke seine Untersuchungen am Oligoklas begann.[1])

Durch ihn, meinen lieben, hochverehrten Lehrer, angeregt und in liebenswürdigster Weise mit Rat und Tat unterstützt, sah ich mich veranlaßt, ähnliche Untersuchungen mit dem gleichen Endzweck anzustellen.

Für die gewährte Hilfe wolle er an dieser Stelle den innigsten Dank seines Schülers entgegennehmen.

In den folgenden Zeilen ist ein Bild von dem Gang der Arbeiten und den dabei erzielten Resultaten geboten. Die Analysen zu den Vorkommnissen von Bamle und Bakersville entnahm ich der darüber vorhandenen Literatur, während die Analyse zu dem Sonnenstein von Tvedestrand von mir selbst im Mineralogischen Institut der k. k. Universität von Wien ausgeführt wurde.

---

[1]) F. Becke: Optische Orientierung des Oligoklas-Albits. (Tschermaks Min. und petrogr. Mitteil., Bd. XX, 1900, pag. 55.)

Digitized by Google

Oligoklas-Albit von Bamle

(Norwegen).

Das ziemlich große Spaltstück, welches Herr Prof. F. Berwerth, Vorstand des Mineralienkabinettes am k. k. Hofmuseum, die Güte hatte behufs Untersuchung zur Verfügung zu stellen, zeigte eine tafelige Entwicklung nach der Längsfläche 010*(M)* mit schöner Spaltbarkeit darnach. Die Endfläche 001*(P)* ließ eine prächtige Verzwilligung nach dem Albitgesetz erkennen. Die wohlbekannte Spaltbarkeit nach dieser Fläche zeigte die gewohnte schöne Ausbildung. Auch waren noch Andeutungen einer Spaltung nach dem primären aufrechten Prisma vorhanden.

An einzelnen Stellen war das Handstück von nahezu tadelloser Reinheit, fast durchsichtig, doch war die 010 häufig von Störungen durchsetzt, welche immer mit weitreichenden Trübungen verbunden waren. Die Färbung war nahezu weiß, mit einem leichten Stich ins Rötliche.

Des Cloiseaux[1]) gibt eine abweichende Beschreibung von Stücken des gleichen Fundortes, doch ist die große Variabilität auch bei den gleichen Fundorten (nicht zum mindesten in Bamle) wohlbekannt.

Das spezifische Gewicht wurde mit der Methode der schweren Flüssigkeiten zu $s = 2{\cdot}644$ bestimmt.

Die vorhandenen Analysen[2]) über Stufen aus Bamle gehen in ihren Angaben recht auseinander. So hätte man es nach der Berechnung von M. Bauer mit einem Feldspat von der Zusammensetzung $Ab_9 An_1$ zu tun. Die optische Untersuchung ließ aber im Gegensatz zu den Angaben von Des Cloiseaux und Fouqué[3]) sogar auf das Verhältnis $Ab_6 An_1$, also auf etwa 14% Anorthitgehalt schließen.

---

[1]) Des Cloiseaux (Bull d. soc. min., Paris 1880, III, pag. 157; 1884, VII, pag. 249, und 1885, VIII, pag. 6 mit Analysen von Dirwell; dazu noch Fouqué an einem Feldspat nahe bei Bamle (Bull. soc. min., Paris 1894, XVII, pag. 425).

[2]) Hawes (Am. Journ. Sc., 1874, VII, pag. 579); G. v. Rath (N. Jahrb. f. Min. etc., 1876, pag. 706, und Monatsber. d. kgl. Akad., Berlin 1876, pag. 164) und nach Hawes und Pisani berechnete Zusammensetzung von M. Bauer (Zeitschr. d. geolog. Gesell., 1875, pag. 238).

[3]) Siehe vorhergehende Anmerkung.

Digitized by Google

Jedenfalls kann man aber aus sämtlichen Analysen trotz ihrer Verschiedenheit entnehmen, daß man es mit einem Oligoklas-Albit von ziemlich geringem Anorthitgehalt zu tun habe.

Die Ermittlung der Auslöschungsschiefen in der seit Max Schuster[1]) üblichen Art ergab nach erfolgter Orientierung auf 001 = + 2·3° und auf 010 = + 11°.

Das Interferenzbild in dem Spaltblättchen nach *M* (010) ließ das Austreten einer nahezu zentrisch liegenden Mittellinie, und zwar γ, erkennen. Die Achsen lagen schon weit außerhalb des Gesichtsfeldes, doch ließ die Verteilung der Farbenringe eine geringe Asymmetrie bemerken, in der Art, daß in der Normalstellung die rechtsliegende Achse (Achse *B* nach Michel-Lévy[2]) und F. Becke, A_2 nach E. v. Fedorow[3]) dem Bildmittelpunkt etwas näher gerückt war, desgleichen, daß die Mittellinie selbst etwas nach unten zu von der Normalen auf 010 abwich.

Zur Festlegung der Achsenlage wurde entsprechend der von F. Becke[4]) in seiner Arbeit über den Albit von Amelia auseinandergesetzten Untersuchungsmethode an einem Spaltstück eine Fläche, beiläufig senkrecht zu 001 und unter 45° gegen 010 geneigt, angeschliffen, poliert und ihre Lage gegen 001 und 010 im zweikreisigen Goniometer genau bestimmt. In der von E. v. Fedorow[5]) vorgeschlagenen Weise durch Angabe zweier Winkel φ und λ in die Projektion eingetragen, bildete jeweils die so fixierte *S*-Fläche das Ausgangsobjekt für die späteren Beobachtungen.

In dieser Art wurden 3 Präparate hergestellt. Das Aufkleben der mit dem Fueßschen Parallelschleifer nach *S* parallel hergestellten Platte ergab in 2 Fällen nicht zu vernachlässigende Differenzen zur Flächennormalen des Objektträgers, was nach Bestimmung im

---

[1]) Max Schuster, Über die optische Orientierung der Plagioklase (Mineralog. und petrogr. Mitteil., Bd. III, 1880, pag. 117 ff.).

[2]) Michel-Lévy, Étude sur la détermination des Feldspats, Paris 1894.

[3]) E. v. Fedorow, Universal-Methode in der Mineralog. und Petrogr., II, Krystallopt. Untersuchungen (Zeitschr. f. Krystall., 1893, XXII, pag. 227).

[4]) F. Becke, Albit von Amelia (Mineralog. und petrogr. Mitteil., Bd. XIX, pag. 321) und Begründung dieser Art der Achsenwinkelmessung in: Ausmessung des Winkels zwischen 2 optischen Achsen im Mikroskop (Mineralog. und petrogr. Mitteil., Bd. XVI, pag. 180).

[5]) In oben zitierter Arbeit.

Digitized by Google

Goniometer als Korrektur einbezogen wurde. Das dritte Präparat war übrigens gegen $0\bar{1}0$ geneigt angeschliffen, weshalb das φ ein verkehrtes Vorzeichen hat.

S-Fläche	I	II	III
φ . . .	$-48^{0}23'$	$-48^{0}32'$	$+49^{0}43'$
λ . . .	$+64^{0}\ 4'$	$+65^{0}42'$	$+68^{0}\ 5'$

S-Fläche (Korrektur)	I	II	III
Azimut zur Trace von 010(*M*) . .	—	$-163^{0}16'$	$+156^{0}12'$
Zentraldistanz . .	—	$0^{0}54'$	$0^{0}25'$

Die Azimutwinkel sind im Uhrzeigersinn positiv und entgegengesetzt negativ gezählt.

Als Nebenresultat ergab sich bei diesen Messungen der Winkel *MP* im Mittel 010—001 = $86^{0}16'$ und der Winkel 001—$00\bar{1}$ = $7^{0}26'$. (Dabei bedeuten die unterstrichenen Flächensymbole Flächen des Albitzwillings.)

In der in oben zitierter Arbeit von Becke beschriebenen Art wurde nun mit Hilfe der Camera lucida und des drehbaren Zeichentisches die Achsenlage im Hauptindividuum und im Zwilling auf das gleiche Zeichenblatt übertragen. Die vorhandenen Zentrierungsfehler wurden durch Drehung des Tisches um 180° und des Präparates selbst ausgeglichen. Die beobachteten Werte in Bezug auf die 3 *S*-Präparate waren folgende:

		A	*B'*
I	Azimut. . .	$-68^{0}25'$ (gegen $\underline{00\bar{1}}$)	-10^{0}
	Zentraldistanz	$3^{0}49'$	$12^{0}29'$
II	Azimut. . .	-57^{0} (geg. Trace v. 010)	$+\ 3^{0}20'$
	Zentraldistanz	$4^{0}26'$	$13^{0}16'$

Für die dritte, gegen $0\bar{1}0$ geneigte Platte waren die Messungen:

		A'	*B*
III *a*	Azimut . . .	$+64^{0}20'$ (gegen 001)	$-1^{0}15'$
	Zentraldistanz .	5^{0}	$12^{0}26'$
III *b*	Azimut . . .	$+64^{0}40'$ (gegen 001)	$+4^{0}20'$
	Zentraldistanz .	$5^{0}23'$	11^{0}

Daraus berechnet sich die Lage der Achsen in der Normalstellung (nach E. v. Fedorowscher Bezeichnungsweise bezogen auf eine Projektion mit 010 im Mittelpunkt) mit:

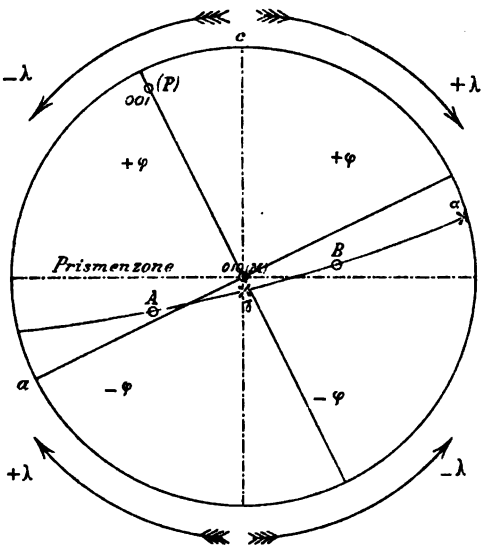
Digitized by Google

		I	II	a	III	b
A	φ	−44°30′	−45°49′	−45° 2′	−44°32′	
	λ	+62°40′	+68°43′	+69°37′	+70°49′	
B	φ	+47°40′	+47°34′	+47°12′	+46°48′	
	λ	+78°32′	+85°34′	+86°40′	+83°36′	

Als Mittelwert aus diesen Beobachtungen resultieren die Achsenlagen:

$$A\begin{cases}\varphi & -44°58'\\ \lambda & +67°58'\end{cases} \qquad B\begin{cases}\varphi & +47°\ 9'\\ \lambda & +83°35'\end{cases}$$

Fig. 1.



Achsenlage des Oligoklas-Albit von Bamle.

B liegt also, wie man schon an dem Interferenzbilde von 010 ersah, der Flächennormalen von *M*(010) näher.

In Figur 1 sind die Achsen nach Winkelmaß eingetragen. Mit Zugrundelegung dieser Werte für die Achsen läßt sich die optische Orientierung leicht berechnen.

$$2\,V_\gamma = 86°52'.$$

Der Achsenwinkel konvergiert um die auf 010 austretende Mittellinie, ist also positiv zu rechnen. Die Lage der Mittellinie berechnet sich zu:

Digitized by Google

$\gamma =$ I. Mittellinie	$\alpha =$ II. Mittellinie
$\varphi = -82°28'$	$\varphi = +1°6'$
$\lambda = -6°35'$	$\lambda = +75°36'$

Diese Werte sind gleichfalls in die beigegebene Figur eingetragen. Die aus diesen Angaben zurückgerechneten Auslöschungen ergaben:

	Auslöschung	berechnet	gemessen
auf	P 001	$+1°43'$	$+2°18'$
	M 010	$+12°16'$	$+11°$

Mit diesen Größen war die optische Orientierung des Oligoklas-Albites vom Bamle gegeben.

Als Kontrolle zu diesen Untersuchungen wurde noch das optische Verhalten in einem Schnitt senkrecht zu M (010) und P (001) studiert.[1]) Die Auslöschungsschiefe des Hauptindividuums war in einem solchen Präparat $-7°18'$, in annähernder Übereinstimmung mit der durch die Berechnung aus den Achsenlagen für eine solche Fläche gewonnenen Auslöschung von $-6°37'$. Die beobachtete Differenz rührt zum größten Teile auch daher, daß der Schliff nicht genau senkrecht auf 001 und 010 ausgefallen war. Die angeschliffene Fläche zeigte bei der Durchmessung im Goniometer eine Abweichung von der geforderten Lage mit: Azimut gegen Trace von M (010) $= +164°27'$, Zentraldistanz $= 0°29'$. In gleicher Weise wie bei der S-Fläche wurde nun parallel zu dieser Fläche eine Platte hergestellt und auf einen Objektträger aufgekittet. Dabei war wieder eine Korrektur notwendig, denn der Glasreflex lag bei einem Azimut $= +143°50'$ gegen die Trace von 010 *(M)* um $0°44'$ vom Flächenreflex entfernt. Beide Korrekturen wurden bei der Rechnung einbezogen.

Das Interferenzbild ist asymmetrisch mit weit außerhalb des Gesichtsfeldes liegenden Achsen und exzentrisch austretender zweiter Mittellinie. Die optische Symmetrieebene $\alpha\beta$ läuft nahe bei dem Mittelpunkt des Gesichtsfeldes durch. Mit Hilfe des Schraubenmikrometerokulares konnte der lineare Abstand zweier Tangenten an gleichstellige Ringe des Interferenzbildes gemessen werden, dadurch resul-

[1]) F. Becke, Albit von Amelia (Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XIX, pag. 321), und Orientierung des Oligoklas-Albit (Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XX, pag. 55).

Digitized by Google

tierte der lineare Abstand der $\alpha\beta$-Richtung vom Bildmittelpunkt. Durch die Auslöschungsschiefe von $6°37'$ ist das Azimut von $\alpha\beta$ gegen die Trace von $M(010)$ gegeben. Die lineare Entfernung der $\alpha\beta$-Ebene gegen den Mittelpunkt betrug 1·87 Teilstriche, also mit Mallardscher Konstante ins Winkelmaß umgerechnet $= 2°11'$.

Bei dieser Lage, wo $M(010)$ und $P(001)$ im Grundkreis der Projektion liegen und die geforderte Fläche in der Mitte, verläuft die Achsenebene unter $7°32'$ geneigt durch das Gesichtsfeld. Der Schnittpunkt der Achsenebene-Richtung mit der $\alpha\beta$-Linie muß die Austrittstelle für α sein. Da man es hier mit kleinen Winkeln zu tun hat, kann man mit $\frac{1}{\varkappa}$ als Einheitsradius (wobei $\varkappa =$ Instrumentkonstante für das Mikrometerokular bedeutet) gleich die linearen Entfernungen an Stelle der Bogenmaße nehmen, ohne einen größeren Fehler als $0°10'$ zu begehen, während die Beobachtungen selbst nur auf $^1/_2{}^0$ genau sein können.

Es wurde also mit gegebenem Azimut und Abstand die $\alpha\beta$-Richtung gezogen und dann mit der ins Linearmaß umgerechneten Winkelgröße von $7°32'$ die Achsenebene hindurchgelegt.

Der Schnittpunkt α war von der Trace von 010 um $1°9'$ entfernt, also in recht genauer Übereinstimmung mit der berechneten Größe $\varphi = 1°6'$.

Der Vollständigkeit halber sei noch angegeben, daß der Winkel zwischen den beiden ungleichen optischen Achsen im Schnitt S mit $ABa = 11°4'$ im Mittel beobachtet wurde.[1])

Die recht schöne Durchsichtigkeit einzelner Stellen gab zur Bestimmung der Brechungsexponenten Anlaß. Zu diesem Zweck wurde eine Platte parallel $M(010)$ hergestellt und behufs Verwendung auf dem Abbé-Pulfrichschen Halbkugelreflektometer[2]) blank poliert.

Die Fehler, die sich notwendig durch ungenaues Aufliegen der Platte auf der Halbkugel ergaben, wurden durch Verbindung je zweier um 180° verwendeten Beobachtungen ausgeglichen.

Entsprechend dem Austreten zweier Schwingungsrichtungen in der Platte erhielt man auch 2 Grenzkurven der Totalreflexion bei

[1]) Die Einführung dieses Winkels ABa in F. Becke, Optische Orientierung des Oligoklas-Albit (Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XX, pag. 55).

[2]) Methode und Apparat erläutert von C. Pulfrich (Zeitschr. f. Krystall., Bd. XXX, 1899, 568 ff.).

Digitized by Google

Beleuchtung mit monochromatischem Licht (*Na*-Flamme) und Beobachtung durch einen Nikol (um die Kurven schärfer zu sondern). Nach der optischen Orientierung auf 010 war zu erwarten, daß die nahezu zentrisch austretende Mittellinie γ eine fast kreisförmige Kurve geben würde, während die andere Curve in ihrem Maximum den Wert für β und in ihrem Minimum den für α geben mußte.

Nachstehende Zahlen mögen den beobachteten Verlauf der Kurven veranschaulichen.

Horizontalkreis	Vertikalkreis	
	Obere Kurve	Untere Kurve
0°	54° 43·1′	54° 17·9′
30°	54° 43·3′	54° 17·2′
60°	54° 43·3′	54° 22·5′
90°	54° 43·4′	54° 28′
120°	54° 43·5′	54° 28·2′
150°	54° 43·3′	54° 23′
180°	54° 43·1′	54° 18′

Wie man aus den unterstrichenen Zahlen ersieht, war anzunehmen, daß das Maximum der oberen Kurve (γ) in der Nähe von 120° und das Maximum der unteren Kurve ebenso, deren Minimum aber bei etwa 30° liegen müsse. Daraufhin geprüft zeigte sich:

	Horizontalkreis	Vertikalkreis
α (Minimum der unteren Kurve) bei	32°	mit 54° 17·2′
β (Maximum der unteren „) „	124°	„ 54° 28·2′
γ (Maximum der oberen „) „	110°	„ 54° 43·5′

Nach der bekannten Gleichung $n = \sin t.\ N$, wobei N in der oben zitierten Arbeit von C. Pulfrich mit $N = 1{\cdot}8904$ angegeben war, berechneten sich folgende Werte:

$$\alpha = 1{\cdot}5346$$
$$\beta = 1{\cdot}5385 \qquad \gamma - \alpha = 0{\cdot}0087.$$
$$\gamma = 1{\cdot}5433$$

Nach der bekannten Formel $tg\ V = \sqrt{\dfrac{\frac{1}{\alpha^2} - \frac{1}{\beta^2}}{\frac{1}{\beta^2} - \frac{1}{\gamma^2}}}$ ließ sich der Achsenwinkel daraus zurückrechnen mit $2V = 84° 18'$. Dieses Resultat steht in angenäherter Übereinstimmung mit dem durch die Rechnung gewonnenen Winkel von $2V = 86° 52'$.

Digitized by Google

Die Kontrolle durch die Brechungsexponenten läßt bei der Lichtschwäche der Kurven und der dadurch erschwerten Beobachtung selten eine genauere Übereinstimmung erzielen.

Eine Bestimmung der Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ in Platten $\parallel 001$ mit Hilfe des Babinetschen Kompensators führte zu dem Werte $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0088835$, also rund $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0089$ in recht brauchbarer Übereinstimmung mit der oben gewonnenen Größe $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0087$.[1])

Oligoklas von Tvedestrand.

(Sonnenstein.)

Durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Hofrates G. Tschermak, Vorstandes des mineralogischen und petrographischen Universitätsinstitutes, wurde mir ein besonders schönes Spaltstück jenes Minerales zur Verfügung gestellt. Die vorhandenen Beschreibungen[2]) berichten von einer Pegmatitader im Gneis von Tvedestrand, welche den Sonnenstein mit Quarz verwachsen in mehr oder minder deutlicher Spaltform zeigt. Der Rand ist von Glimmeranhäufungen begleitet (wie man noch am Handstück ersah) und zeigt eine etwa 1—2 *cm* breite Zone, welche fast völlig frei von den sonst für den Sonnenstein so charakteristischen Hämatitinterpositionen ist. Diese Zone, wahrscheinlich die Grenze gegen den Gneis, zeigt gewöhnlich dort, wo sie hindurchsetzt, die Feldspate milchig trübe. Gegen die Mitte der Ader zu treten die lebhaft glänzenden, oft in den schönsten Interferenzfarben schillernden, kupferroten oder blutroten Eisenglanzschuppen in immer größerer Menge auf.

Das mir überlassene Handstück ließ diese Verhältnisse sehr gut überblicken. Es war ein Spaltstück, plattig entwickelt nach 001 mit sehr schlecht ausgebildeten 010-Flächen *(M)* und einer rauhen, völlig matten und schlecht entwickelten Fläche, welche dem primären Prisma $(1\bar{1}0)$ entsprach. Die Zwillingsbildung war außerordent-

[1]) Hiebei kam die etwas erweiterte Formel: $\gamma - \alpha = \frac{l.c}{d} \cdot \sin AP \cdot \sin BP$ zur Anwendung, wobei l = lineare Verschiebung im Kompensator, c = Instrumentkonstante, d = Präparatdicke, AP und BP die Winkel der optischen Achsen A und B mit der Flächennormalen von P bedeuten. Diese Erweiterung ist notwendig, weil die optische Normale β nicht senkrecht auf 001 austritt. Auch die übrigen ähnlichen Angaben sind mit dieser Formel gerechnet.

[2]) Th. Scheerer, „Untersuchung des Sonnensteines", zitiert Weibje (Pogg. Ann. d. Phys. u. Chemie, Bd. LXIV, Jahrg. 1845, 153 ff).

Digitized by Google

lich unregelmäßig ausgebildet. Man sah die gewöhnliche, dichte Verzwilligung nach dem Albitgesetz, oft von außergewöhnlicher Feinheit. So zeigten sich oft bei Beobachtung im Mikroskop früher für einfach gehaltene Partien als ganz besonders fein verzwillingt, wodurch die folgenden optischen Untersuchungen wesentlich erschwert wurden. Gleich daneben erkannte man Stellen, welche keine Spur einer Albitlamellierung zeigten und welche auch demgemäß nur eine Lage der Hämatitschuppen aufwiesen.

Die Spaltbarkeit nach 001 *(P)* war in der bekannten, glänzenden Weise vorhanden, dagegen ließ die nach 010*(M)*, besonders an den Stellen mit fehlender Zwillingsbildung sehr zu wünschen übrig.

Es gelang an solchen Partien durchaus nicht, ein brauchbares Blättchen nach 010 abzuspalten.

Diese Beobachtung und noch mehr die an dem später zu beschreibenden Oligoklas von Bakersville gemachten sprechen sehr für die Annahme von Penfield[1]), wonach die angebliche vollkommene Spaltbarkeit nach *M*(010) mehr einer vollkommenen Absonderung nach der vorhandenen Zwillingsebene entspräche.

Schon Des Cloiseaux[2]) gibt an, daß eine Periklinverzwilligung vorhanden sei, was an dem vorliegenden Stück sehr gut zu sehen war, nicht so sehr an einer Streifung auf *M* (010) als vielmehr an einer sonderbaren Absonderung nach einer matten, scheinbar angeätzten Fläche, welche die bekannte Neigung des Periklinzwillings (=rhombischen Schnitt) gegen 001 zeigte, so zwar, daß es an einzelnen Stellen nur schwer gelang, die wirkliche 001-Spaltung herzustellen.

Die Beobachtung von Spaltblättchen im Mikroskop zeigte die verhältnismäßig große Menge von mehr weniger sechsseitigen Tafeln, schön blutrot oder gelbrot durchscheinend, wenn dicker undurchsichtig schwarz, wie sie ja für Hämatitinterpositionen bekannt sind.

Ihre eigentümliche, mit den vorhandenen Literaturangaben im Widerspruch stehende Lage bot Anlaß zu der in dieser Zeitschrift veröffentlichten Bestimmung der Schimmerfläche[3]), wonach

---

[1]) Penfield S. L., Über Spaltbarkeit und Teilungsflächen beim Oligoklas und Albit (Zeitschr. f. Krystall, 1894, XXIII, pag. 262).

[2]) Des Cloiseaux (Bull d. soc. min. Paris, 1884, VII, pag. 289).

[3]) H. Tertsch, Über die Lage der Hämatitschuppen im Oligoklas von Tvedestrand (Mineralog. u. petrograph. Mitt., Bd. XXI, Heft 3).

Digitized by Google

man es mit einer Fläche, beiläufig 213, also einer vorderen rechten Pyramide zu tun hat.

Ein Versuch, die chemische Zusammensetzung des vorliegenden Plagioklases zu bestimmen, führte zu folgendem Resultat:

SiO_2	62·58
Al_2O_3	24·15
Fe_2O_3	1·10
CaO	5·05
Na_2O	8·42
K_2O	0·56
Summe	101·86

(Belegzahlen zur Analyse: I. Aufschluß mit kohlensaurem Natron-Kali. Substanz = 0·9970 *g*, $SiO_2 = 0·6274\,g$, $Al_2O_3 = 0·2412\,g$, $Fe_2O_3 = 0·110\,g$, $CaO = 0·503\,g$. II. Aufschluß mit Fluß- und Schwefelsäure. Substanz = 1·0002 *g*, Alkalienchloride = 0·1680 *g*, $KCl + PtCl_4 = 0·0491\,g$.)

Bei Berechnung dieser Analyse zeigte es sich, daß, abgesehen von der etwas zu hoch bestimmten Tonerde, die übrigen Verbindungen sich sehr gut auf die drei Hauptformeln der Feldspate, nämlich $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$ und $CaAl_2Si_2O_8$, aufteilen lassen. Nach Abzug der dem K_2O entsprechenden Orthoklasmenge bleibt als Hauptbestandteil ein Plagioklas mit 24·97% Anorthitgehalt, also mit Einrechnung der Analysenfehler ziemlich genau der Typus $Ab_{75}\,An_{25}$ oder $Ab_3\,An_1$.[1])

Th. Scheerer[2]) gibt eine Analyse an, welche auf einen etwas saureren Plagioklas führt, als das mir zugebote stehende Handstück war. Auch führt er einen beträchtlich größeren Kali- und kleineren Eisengehalt an.

Allein, die große Menge von Eisenglanz spricht sich auch schon in dem mit der Methode der schweren Flüssigkeiten ermittelten spezifischen Gewicht $s = 2·661$ aus. Rechnet man die 1·1% Eisenglanz und 4·33% Orthoklas mit ihren spezifischen Gewichten ab, so bleibt für den eigentlichen Oligoklas von 25% Anorthitgehalt ein $s = 2·651$, also in recht erträglicher Übereinstimmung mit dem aus der prozentualen Zusammensetzung berechenbaren Gewicht von $s = 2·658$.

[1]) Michel Lévy in oben zitierter Arbeit.

[2]) Th. Scheerer (Pogg. Ann. d. Phys. u. Chemie, Bd. LXIV, Jahrg. 1845, pag. 153).

Digitized by Google

Sowohl die Analyse als die optischen Untersuchungen wurden an den inneren, hämatitreicheren Teilen des Spaltstückes vorgenommen.

Die Auslöschungsschiefen von $+0°35'$ bis $+1°$ auf 001 und $+2°$ bis $+4°30'$ auf 010 ließen sofort den typischen Oligoklas erkennen, für den man ja 25% Anorthitgehalt als maßgebend betrachtet. Die Variabilität erwies sich allerdings schon an dem Stück selbst als ziemlich bedeutend, hat aber wohl teilweise seinen Grund in der stellenweise so feinen Verzwilligung.

Die konoskopische Beobachtung zeigte ein ähnlich asymmetrisches Interferenzbild wie bei dem Oligoklas-Albit von Bamle, nämlich die *B*-Achse etwas näher liegend der 010, nur wich diesmal die Mittellinie γ nach oben von der Flächennormalen auf 010 ab.

Der Gang der Untersuchungen war der gleiche wie bei dem Oligoklas-Albit, der zuerst beschrieben wurde, erstreckte sich also zuerst auf die Untersuchung einer gegen 010 unter 45° angeschliffenen Platte behufs Fixierung der Achsen.

Die untersuchte Platte lag gegen $0\bar{1}0$ geneigt und war orientiert mit:

$$S\begin{cases}\varphi = -48°11' \\ \lambda = +58°37'\end{cases}$$

001—$00\bar{1}$ zeigten dabei einen Winkel von $7°47'$ und 001 —010 einen von $86°7'$.

Das Aufkleben des Präparates auf dem Objektträger geschah ohne meßbare Abweichung von der Glasnormalen, bedurfte also keiner Korrektur.

Bei Übertragung der Achsen mit Camera lucida auf das Zeichenblatt war die Orientierung derselben gegen die Trace von $0\bar{1}0$:

	Azimut gegen Trace von $0\bar{1}0$	Zentraldistanz
A' . . .	$-140°48'$	$12°\ 1'$
B . . .	$-\ 94°34'$	$7°16'$

Um sicherer zu gehen, wurde an derselben Platte noch eine zweite Methode zur Anwendung gebracht, die Achsen nach Azimut und Zentraldistanz gegen die *S*-Fläche zu orientieren. Die schwankenden Werte der Auslöschungen ließen eine derartige Kontrolle wünschenswert erscheinen.

Digitized by Google

Diese, ebenfalls von F. Becke ausgearbeitete Methode[1]) benützt das Schraubenmikrometerocular zur Abmessung der linearen Distanzen der Achsen gegen den Bildmittelpunkt.

Bei bekanntem, an dem Objekttisch ablesbarem Azimut gegen die Trace von 010 wird der jeweilige Abstand des Achsenbalkens vom Bildmittelpunkt in drei verschiedenen, durch gleichmäßige Verstellung beider Nikole hervorgerufenen Stellungen gemessen.

Der Durchschnittspunkt gibt die Lage der Achse, wobei die Trace von 010 als Ausgangspunkt für die Azimutwinkelzählung verwendet wurde.

Die Ablesungsfehler führen immer zu einem Fehlerdreieck, dessen Größe ein Maß für die Genauigkeit der Beobachtung bietet.[2]) Dadurch kann man also wieder beide Achsen in ihrer Lage gegen die Trace von 010 orientieren.

Die auf diese Weise gewonnene Orientierung gegen S war:

	Azimut gegen Trace von 010	Zentraldistanz
A' . . .	$-139°46'$	$12°44'$
B . . .	$-94°8'$	$6°52'$

Die Übereinstimmung mit der in anderer Art gewonnenen Position ist also eine recht gute.

Durch Vereinigung der beiden Beobachtungen ergab sich die Achsenlage mit:

$$A \begin{cases} \varphi & -39°48' \\ \lambda & +70°50' \end{cases} \qquad B \begin{cases} \varphi & +40°56' \\ \lambda & +59°23' \end{cases}$$

Daraus resultiert ein Achsenwinkel von

$$2V_\gamma = 98°36', \text{ also}$$
$$2V_\alpha = 81°24'.$$

Der Achsenwinkel ist demnach negativ zu rechnen, γ ist zweite Mittellinie.

Die Mittellinien selbst liegen:

$$\gamma \text{ II. Mittell.} \begin{cases} \varphi & +83°17' \\ \lambda & -29°42' \end{cases} \qquad \alpha \text{ I. Mittell.} \begin{cases} \varphi & +0°36' \\ \lambda & +65°10' \end{cases}$$

---

[1]) F. Becke, Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen (Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mitteil., Bd. XIV, 1894, pag. 415).

[2]) Zu beachten ist, daß infolge der Benützung des Mikrometerokulares die Bilder alle um 180° verwendet sind im Gegensatz zu ihrer wirklichen Lage.

Digitized by Google

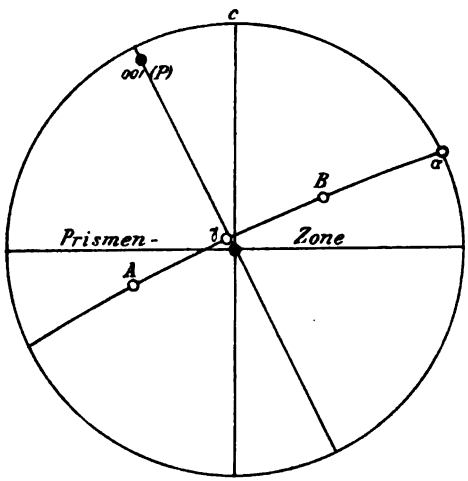
Alle diese Werte sind in der Fig. 2 zur Darstellung gebracht.

Der Winkel der zwei ungleichen optischen Achsen im Zwilling war $AB_a = 8°14'$.

Die zurückgerechneten Auslöschungen zeigten folgende Werte:

Auslöschung für	gerechnet	(gemessen)
001	$+1°\ 2'$	$0°35'—1°$
010	$+1°36'$	$2°\ —4°30'$
$\perp$ 010—001	$+6°12'$	$7°25'$

Fig. 2.



Achsenlage des Oligoklases von Tvedestrand.

Die Minimalwerte sind bei den Messungen die weitaus häufigsten und die Übereinstimmung der Rechnungsresultate mit diesen Werten ist eine ganz erträgliche.

Die schon früher beschriebene Kontrolle mit einer Platte senkrecht zu M und P wurde auch hier zur Anwendung gebracht. Erst bei dieser Untersuchung erkannte man, wie außerordentlich fein die Verzwilligung war, was die Beobachtung so erschwerte, daß verläßliche Messungen der Interferenzbilder in beiden Zwillingsindividuen zugleich nicht durchführbar waren.

Die dabei gemessene Auslöschung von $7°25'$ im Hauptindividuum in Verbindung mit der wohlbekannten Zusammensetzung

Digitized by Google

von 25% Anorthitgehalt zeigte sofort, daß die von Michel-Lévy[1]) in Typus III angenommene Orientierung nicht ganz einwandfrei sei, ein Umstand, auf den schon Becke[2]) in seiner Notiz über die Auslöschung in Schnitten normal *MP* hinwies. Der beobachtete Wert steht in recht erfreulicher Übereinstimmung mit der dieser Feldspatzusammensetzung zukommenden berechneten Größe, deren Kurve dort verzeichnet ist. Danach scheint also das von Mallard abgeleitete Mischungsgesetz, demzufolge die Kurve berechnet wurde, seine Bestätigung zu finden.

Die zur Beobachtung verwendete Platte war bei einem Azimut von + 74°52′ gegen die Trace von 010 um 0°53′ von der wirklichen Lage normal zu *M* und *P* abweichend. Weitere Korrektur war auch hier keine notwendig.

Mit Hilfe des Schraubenmikrometerokulares wurde durch Einstellung auf die Tangenten gleichstelliger Farbenringe sowohl die Abweichung der Achsenebene nach unten als auch die Entfernung von α von der Trace von *M* wenigstens in einem Individuum gemessen. Die Beobachtung ergab folgende Werte:

	gemessen	berechnet
Abweichung der Achsenebene .	2°20′	1°40′
α gegen Trace von 010 . . .	0°28′	0°36′

Trotz der erschwerten Beobachtung ist auch hier die Übereinstimmung eine recht brauchbare.

Es erübrigt jetzt noch die Bestimmung der Brechungsexponenten, welche in genau der gleichen Art vorgenommen wurde, wie es schon bei dem Oligoklas-Albit von Bamle zur Beschreibung kam, zu verzeichnen.

Es war das:

	Horizontalkreis		Vertikalkreis
Maximum der oberen Kurve bei	28°	mit	55° 1·5′
Maximum der unteren „ „	100°	„	54°51·4′
Minimum der unteren „ „	0°	„	54°38·7′

[1]) Michel-Lévy in oben zitierter Arbeit.

[2]) F. Becke, Zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten senkrecht zu *M* und *P* (Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XVIII, 1899, pag. 556).

Digitized by Google

Danach ergibt sich:

$$\alpha = 1{\cdot}5417$$
$$\beta = 1{\cdot}5458 \qquad \gamma - \alpha = 0{\cdot}0073.$$
$$\gamma = 1{\cdot}5490$$

Die Berechnung des Achsenwinkels aus diesen Werten mit Hilfe der Tangentenformel führte zu $2V_\alpha = 84°$. Aus der Achsenlage war der Winkel zu $2V_\alpha = 81°30'$ berechnet worden. Auch hier ist, wie bei dem Oligoklas-Albit von Bamle, die Übereinstimmung nur eine angenäherte, doch zeigt sich auch darin mit voller Deutlichkeit die Tatsache, daß im Gegensatz zur Angabe von Michel-Lévy dieser Oligoklas-Albit einen stark negativen Achsenwinkel hat.

Die Doppelbrechung wurde noch mit dem Babinetschen Kompensator in einem Spaltblättchen parallel 001 untersucht und ergab $\gamma - \alpha = 0{\cdot}007356$, abgerundet $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0074$.

In der ganzen Reihe der untersuchten Oligoklase und Oligoklas-Albite hat, wie vorauszusehen war, dieser Oligoklas die geringste Doppelbrechung.

Oligoklas von Bakersville.

Herr Prof. F. Berwerth hatte die besondere Liebenswürdigkeit, auch noch ein Spaltstück dieses höchst seltsamen Plagioklasvorkommnisses zur Untersuchung zu überlassen.

Es stammt aus der Hawk-Mica-Mine in Bakersville, Mitchell Co., North Carolina, und ist von absoluter Durchsichtigkeit, klar wie ein Stück Glas. Die äußere Form des Spaltstückes ist ganz die einer triklinen Fundamentalform mit geringer Abweichung vom monoklinen Habitus und völlig frei von irgend einer Zwillingsbildung, gewiß ein bei Plagioklasen selten zu beobachtender Fall. Man sieht eine sehr schöne glatte und glänzende Fläche, der parallel eine ausgezeichnete Spaltbarkeit zu beobachten ist. Dadurch ist diese Fläche schon als (001) deutlich gekennzeichnet, umsomehr, als in ihr auch der Austritt der optischen Normalen β zu beobachten ist. Diese schließt gleichsam als Basis die Kombination zweier, untereinander etwa unter 90° geneigter Bruchflächen ab, die man zuerst für 010 und 100 halten könnte. Von eigentlichen Flächen kann man dabei nicht gut reden, da nur ein sehr muscheliger, völlig an Glasbrüche erinnernder Bruch sichtbar, der nur ganz roh einer bestimmten Richtung folgt.

Die eine dieser sonderbaren sekundären Spaltflächen, wenn man sie so bezeichnen darf, steht auf 001 beiläufig senkrecht (eigentlich

Digitized by Google

um 100° geneigt), die andere dagegen liegt beträchtlich schräger gegen P, etwa unter 58° Neigung.

Penfield[1]), der dieses Vorkommen beschrieb, scheint den Oligoklas zuerst in dieser Art aufgestellt zu haben und fand daher bei der optischen Untersuchung ein völlig anomales Verhalten, eine Auffassung, gegen die Offret[2]) Einsprache erhob. Er schien deshalb anomal, weil auf der als 010 angesehenen Bruchfläche nahezu zentrisch eine Achse austritt. Offret wie auch F. Fouqué[3]) nehmen eine Orientierung an, der zufolge die Auslöschung auf 001 = + 1° ist und die Achsenebene, sowie die Mittellinie γ selbst senkrecht auf 010 stehen. Daraufhin nahm Penfield die Untersuchung dieses Plagioklases nochmals auf und veröffentlichte in der Zeitschrift für Krystallographie eine Richtigstellung, da er sich durch mühsamen Vergleich einer großen Zahl von Bruchstücken, worunter auch einige mit der sonst so häufigen Albitverzwilligung sich befanden, von der Richtigkeit der anderen Auffassung überzeugte. Es kommt demnach auch diesem Oligoklas eine ganz normale Orientierung zu, doch war die genauere Bestimmung nicht weiter durchführbar. Der genannte Forscher überzeugte sich dabei, daß beide Bruchflächen in keiner Weise mit der 010-Spaltbarkeit zusammenfallen. Aus der beiläufigen Bestimmung der Winkel dieser Flächen gegen 001 und der Lage der Auslöschungsrichtung auf 001 von etwa 38° gegen die Kante schloß er, daß diese steile Fläche etwa einer $\bar{1}\bar{2}1$ entspräche, ohne der anderen eine bestimmte Deutung zu geben.

Dieser Auffassung wird man sich aber nach den von mir gemachten Erfahrungen nicht anschließen können. Die Ausbildung des mir zugänglichen Stückes bot nämlich noch ein Hilfsmittel, um die Orientierung richtig zu stellen. Es scheint in Penfields Aufstellung eine Verwechslung der krystallographischen a- und b-Achse zu liegen. Die steilere Bruchfläche halte ich etwa für $1\bar{3}0$, die geneigtere für $\bar{1}\bar{1}1$. Die Begründung dieser Behauptung kann erst nach der Beschreibung der optischen Untersuchung erfolgen.

---

[1]) S. J. Penfield (Americ. Journ. of Sc., 1888, Bd. XXXVI, pag. 324 und Zeitschr. f. Krystall., 1894, Bd. XXIII, pag. 262—264).

[2]) Offret (Bull. d. soc. min., 1890, Bd. XIII, pag. 648).

[3]) F. Fouqué, Contribution à l'étude des Feldspats des roches volcaniques (Bull. de la soc. franç. de Min., 1894, Bd. XVII, Heft 7 u. 8).

Digitized by Google

Das untersuchte Stück zeigte ganz sonderbare Ketten von Störungen, welche ganz bestimmten Flächen und Richtungen folgten und dadurch sehr auffallend waren. Es macht diese Erscheinung ganz den Eindruck von sehr groben, kettenförmigen Gaseinschlüssen. Diese Ketten liegen immer auf 001-Flächen, verlaufen aber auf dieser nicht parallel mit einer Kante zu einer der beiden Bruchflächen, sondern sozusagen diagonal. Die beiden Kanten der sekundären Spaltflächen mit 001 schließen einen Winkel von etwa 90° miteinander ein und diese Einschlußketten bilden mit der Kante der steilen Fläche beiläufig einen Winkel von 30°, mit der geneigteren einen von etwa 60°. Diese auffallenden Ketten gaben die einzige Möglichkeit, auf der (001) eine bestimmte Richtung festzuhalten, welche man als Ausgangsrichtung für die Zählung der Azimutwinkel nehmen konnte, obwohl auch hier die Einstellung danach wegen der Derbheit der Erscheinung nicht auf peinliche Genauigkeit Anspruch machen konnte. Irgend eine der vorhandenen Kanten konnte nicht gewählt werden, weil bei der muscheligen Bruchlinie absolut keine bestimmte Richtung festgehalten werden konnte. Der völlige Mangel irgend einer Zwillingsbildung ließ das sonst so sichere Kriterium für die Orientierung hier nicht zur Anwendung kommen. Die oberflächliche Untersuchung des noch nicht orientierten Stückes zeigte, wie auch schon Penfield beschreibt, einen fast zentrischen Achsenaustritt auf der steilen Fläche, die nach der Annahme als $1\bar{3}0$ fürderhin mit z bezeichnet sein mag, wogegen auf der anderen Fläche $= o$ $(\bar{1}\bar{1}1)$ zwar auch ein Achsenbalken, doch nicht mehr die Achse selbst sichtbar war, da diese o-Fläche zu geneigt gegen 001 ist.

Die chemische Zusammensetzung[1]) läßt vermuten, daß dieser Feldspat ziemlich genau jene Mischung darstellt, bei welcher die Mittellinie γ aus ihrer Neigung nach abwärts, in eine solche nach aufwärts übergeht, das heißt die Achsenebene ziemlich genau senkrecht auf 010 steht. Nach der Analyse von Sperry enthält der Oligoklas von Bakersville etwa 22% Anorthitsubstanz, steht also dem von Michel-Lévy aufgestellten Typus II ($Ab_4\ An_1$) sehr nahe. Das spezifische Gewicht $s = 2{\cdot}649$.

Sollten die Achsen in irgend eine Beziehung zu einer bestimmten Richtung im Spaltstück gebracht werden, so mußten zwei Flächen

[1]) Analyse des Oligoklas von Bakersville von Sperry, veröffentlicht von Penfield in Amer. Journ. of Sc., Bd. XXXVI, pag. 317.

Digitized by Google

ungefähr senkrecht zu 001 angeschliffen werden, in welchen die Achsen austreten und wo sie demnach auch gemessen werden können, vorläufig in Bezug auf die durch das Anschleifen neu entstandenen Kanten der künstlichen Flächen gegen (001), welche als 0-Punkt für das Azimut gewählt wurden.

Ein von dem Spaltstück losgeschlagenes Stückchen zeigte auch auf der *P*-Fläche (über deren Deutung, ob 001 oder $00\bar{1}$, vorläufig noch nichts gesagt werden konnte) jene Einschlußketten, was natürlich sofort benützt wurde, um die künstlich angeschliffenen Flächen im Goniometer durchmessen und in ihrer Lage zu *P* fixieren zu können. Es sei erlaubt, diese Ausgangsrichtung, die so merkwürdige Ähnlichkeit mit einem recht derben Riß hatte, weiterhin als „Kratzer" zu bezeichnen, wobei *P* die Fläche mit diesem Kratzer bedeutet, ohne Rücksicht ob 001 oder $00\bar{1}$. Die Auslöschung auf *P* war $+ 5^{0}30'$ in Bezug auf diesen Kratzer.

Zur Begründung der endgültigen Aufstellung und Orientierung sei es verstattet, den ganzen Gang der Untersuchung zu beschreiben.

Zum Zwecke der konoskopischen Beobachtung wurden zuerst zwei Flächen nahezu senkrecht zu *P* angeschliffen, welche so liegen sollten, daß in jeder eine Achse zum Austritt gelangt. Die eine war halb und halb schon an dem Spaltstückchen selbst vorhanden, nämlich die als *z* $1\bar{3}0$ angesprochene Fläche. Es galt also nur diese eben zu schleifen und zu polieren.

Künftighin soll mit *z* diese künstliche Fläche der beiläufig gleichen Lage gemeint sein. Die *o*-Fläche konnte wegen ihrer Neigung zu 001 nicht verwendet werden, wenn auch ihr Winkelabstand von *z* brauchbar war. Es wurde also eine Fläche angeschliffen, die mit *P* und *o* in der gleichen Zone blieb, aber gegen *P* um etwa 90^{0} geneigt war. Diese mit *o* isozonale Fläche soll mit *o'* bezeichnet werden.

Die Durchmessung im Goniometer erfolgte in der Weise, daß *P* polar gestellt und gleichzeitig der darauf sichtbare Kratzer als Azimut-Ausgangsrichtung zur Einstellung gebracht wurde. Um die Beobachtung des Kratzers überhaupt möglich zu machen, mußte noch eine seitliche Beleuchtung verwendet werden. Die Lage der Flächen war folgende:

	Azimut gegen den Kratzer	Abstand von *P*
z . .	$+ 64^{0}37'$	$92^{0}53'$
o' . .	$- 34^{0}21'$	$85^{0}48'$

Digitized by Google

In Figur 3 sind diese Winkel ersichtlich gemacht.

Eine Kontrolle unter dem Mikroskop durch Messung der neuen Kanten gegen den Kratzer ergab eine gute Übereinstimmung mit dem am Goniometer gewonnenen Resultat.

Mit dem Parallelschleifer wurden nun dazu parallele Flächen hergestellt und man erhielt so ein kleines, nahezu rechtwinkliges Parallelepiped. Beide angeschliffenen Flächen zeigten schöne Achsenaustritte; dabei ließ sich scharf erkennen, daß die auf z sichtbare Achse eine starke Dispersion (gekreuzt) zeigte, im Gegensatz zu der auf o' austretenden. Damit war man über die Deutung bezüglich der einzelnen Achsen nicht mehr in Zweifel. Die starke Dispersion kennzeichnet bei der Oligoklas Gruppe die B-Achse. Auf o' trat also die A- oder besser gesagt eine A-Achse aus. Auch hier war es vorderhand noch nicht möglich, zwischen A und A' (ihrem Gegenpol) oder B und B' zu unterscheiden, da man noch keinen Anhalt zur Orientierung hatte.

Um nun die folgende Bestimmung der Achsenlagen überhaupt auf eine krystallographische Richtung beziehen zu können, mußte bei dem völligen Mangel einer Andeutung zur gewohnten Aufstellung eine Annahme gemacht werden, auf welche man die weitere Orientierung gründen konnte. Am natürlichsten erschiene es wohl, dem Kratzer eine bestimmte Deutung zu geben. So hätte man sich leicht vorstellen können, daß er der krystallographischen b-Achse oder der Trace von $M(010)$ entspreche, je nachdem man ihn von rechts nach links oder von vorne nach rückwärts laufend aufstellte. Doch ließen sich diese Annahmen wohl durch nichts rechtfertigen, ganz abgesehen von der Derbheit der Erscheinung, die nicht viel Verläßliches bot. Quer liegend durfte der Kratzer nicht aufgestellt werden, weil in der nahezu gleichen Richtung (nur $+ 5°30'$ Auslöschung) die Richtung α verläuft, eine Richtung, die bei den Oligoklasen immer von vorne nach hinten zieht.

Untersuchte man nämlich die zwei Interferenzbilder in Bezug auf ihre Lage zu den Mittellinien in der Reihenfolge, daß zuerst die o'-Fläche, dann die Richtung des Kratzers und schließlich die z-Fläche zur Einstellung kam, so fand sich, daß auf der o'-Fläche auf der z zugewendeten Seite (also in der Richtung zum Kratzer) α. auf der anderen γ lag, auf der z-Fläche wieder die α auf der o' zugekehrten Seite lag, abgewendet davon γ. α liegt also zwischen den beiden Flächen, ähnlich wie die Richtung des Kratzers.

Digitized by Google

Diese Beobachtung zwingt dazu, den Kratzer von vorne nach hinten verlaufend aufzustellen. Wegen der großen Auslöschung ($+ 5°30'$) ist es aber nicht möglich, ihn als Trace von $M(010)$ anzusehen, wenn auch ihr Sinn ($+$) richtig wäre. Diese Auslöschung gegen die Kante PM würde ja allen Vorstellungen über die Einordnung des Oligoklases in die Reihe der verwandten Mischungen widersprechen.

Am verläßlichsten war die Auslöschungsrichtung selbst zu bestimmen. Demnach benützte ich zur weiteren Orientierung die von Fouqué und Offret aufgestellte und schon oben mitgeteilte Annahme einer Auslöschung von $+ 1°$ auf P, das heißt, es mußte die Trace von 010 um $- 1°$ von der Auslöschung entfernt liegen oder um $+ 4°30'$ von der Kratzerrichtung[1]), wenn die P den Wert 001 hat. Damit konnte endlich nach Bestimmung der P, ob 001 oder $00\bar{1}$, dem Kratzer eine krystallographische Deutung gegeben werden.

Für die konoskopische Beobachtung muß festgehalten werden, daß selbstverständlich nur jene o'- und z-Flächen zur Bestimmung verwendet wurden, welche auch in ihrer Lage zu P auf dem Goniometer waren durchgemessen worden. Die parallel angeschliffenen Flächen blieben völlig unberücksichtigt. Die Lage der verwendeten Flächen war dabei folgende: Bei der Daraufsicht auf P lag, wenn der Kratzer entsprechend der α-Richtung von vorne nach hinten zog, die z-Fläche rechts, die o'-Fläche links von der Kratzer-Richtung, wie es Fig. 3 zur Darstellung bringt.

Nun wurde auf beiden Flächen die Achsenlage bestimmt, und zwar bezogen auf die jeweilige Kante gegen P. Die o'-Fläche wurde aufgekittet und zeigte bei der Überprüfung auf dem Goniometer eine kleine Abweichung von der Fläche des Objektträgers. Bei einem Azimut von 0° gegen die Kante zu P lag die wirkliche Fläche um

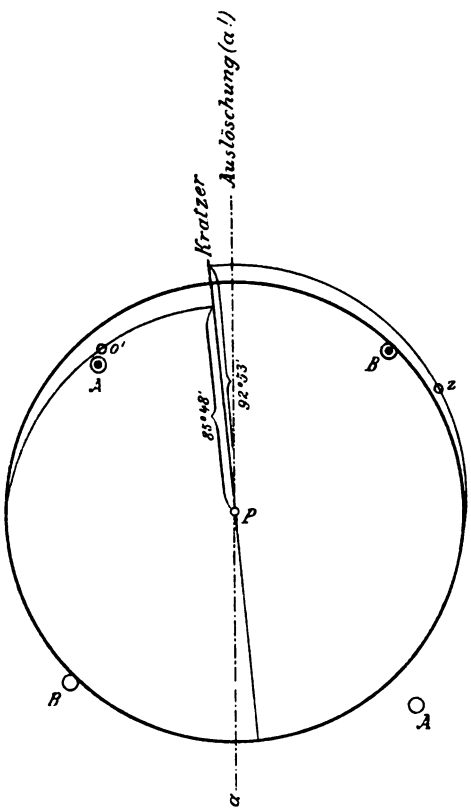
[1]) Es darf nicht außer acht gelassen werden, daß die angegebenen Zahlen bezüglich Auslöschung, Trace von M und Kratzer nur für das untersuchte kleine Parallelepiped wirklich Geltung haben, da ich selbst mich überzeugte, daß bei andern Spaltstücken nach P diese Richtung nicht konstant bleibt, sondern auch kleinere Winkel mit der Auslöschung einschließt. Es ist also durchaus nicht ausgeschlossen, daß die Einschlußketten vielleicht doch eine, wenn auch sehr rohe Andeutung der absolut fehlenden Spaltbarkeit nach 010 zeigen. Die Derbheit ihrer Ausbildung bringt diese Verschiedenheit mit sich.

Digitized by Google

$0^0\,10'$ gegen die Glasnormale geneigt, und zwar abgewendet von der z-Fläche. Diese Korrektur wurde natürlich berücksichtigt.

Infolge der Dicke des Präparates sah man sehr enge Farbenringe und einen schönen, scharfgezeichneten Achsenbalken. Es war

Fig. 8.



Projektion der beobachteten Achsenlage am Oligoklas von Bakersville.

also vorteilhaft, hier das Schraubenmikrometerokular zu verwenden, in ganz gleicher Weise, wie es schon bei dem Oligoklas von Tvedestrand beschrieben wurde. Wenn man dann die Zeichnung der Achsenlage so anfertigte, daß die verwendete Kante, die Trace von P, median verläuft, die P-Fläche selbst aber rechts liegt (dabei

Digitized by Google

kommt die z-Fläche rückwärts zu liegen), so zeigt sich die hier austretende A-Achse nach vorne, rechts von der Schliffnormalen abgeneigt. Sie lag unter einem Azimut von $+ 129^{\circ}50'$ um $5^{\circ}6'$ von dem Bildmittelpunkt entfernt, also von z abgekehrt.

Die Untersuchung auf z, welche in gleicher Weise angestellt und in gleicher Art auch gezeichnet wurde, ließ erkennen, daß die stark dispergierte Achse — also B — recht stark exzentrisch liege, und zwar bei gleicher Aufstellung (dabei liegt die o'-Fläche jetzt vorne) mit einem Azimut von $+ 170^{\circ}$ um $15^{\circ}24'$ abgekehrt von der Schliffnormalen, das heißt der o'-Fläche zugekehrt.

Auch diese Verhältnisse sind in Fig. 3 nach Winkelmaß zur Darstellung gebracht. Die Orientierung der Achsen bezogen auf den Kratzer und in ihrer Lage gegen P war dann folgende:

	Azimut gegen den Kratzer	Abstand von P
A . .	$- 37^{\circ}39'$	$82^{\circ}37'$
B . .	$+ 49^{\circ}45'$	$88^{\circ}20'$

Aus dieser Lage der Achsen, wobei eine A links von der α-Richtung, eine B rechts von dieser liegt und beide gegen P Winkel kleiner als 90° haben, ergibt sich sofort, daß diese P-Fläche $= 001$ sein müsse, da auf $00\bar{1}$ die Verhältnisse genau verkehrt liegen, wie man sich leicht an einer Projektion der Achsen in einem beliebigen Oligoklas überzeugen kann.

Infolgedessen ist auch die Auslöschung $+ 1^{\circ}$ zu nehmen, wie schon an früherer Stelle erwähnt wurde, d. h. die Trace von 010 liegt um $+ 4^{\circ}30'$ gegen den Kratzer.

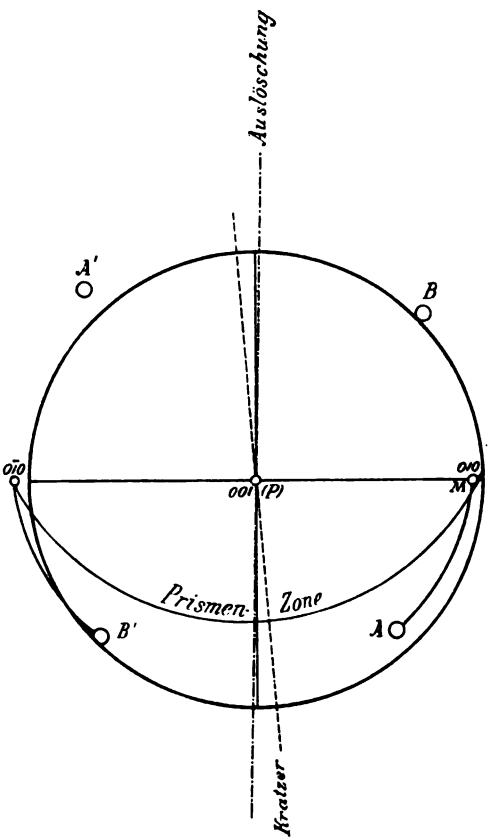
Doch ist noch die Frage offen, ob die jetzige Aufstellung (Fig. 3), wobei B in der Normalstellung wäre, A als A' gelten müßte, die richtige sei oder die um 180° verwendete (Fig. 4).

Wählt man die erste Aufstellung, so ergibt sich sofort, daß dann die richtige A-Achse gegen 001 einen Winkelabstand größer als 90° haben müßte. In der um 180° verwendeten Lage ist aber $AP < 90^{\circ}$.

Stellt man nun die Winkel von AP und BP der verschiedenen Plagioklase (gemessen in Projektionen auf 010) zusammen, so zeigt sich:

Digitized by Google

Fig. 4.



Ideale Darstellung der Orientierung auf 001 [mit Annahme einer Auslöschung von $+1^0$ auf 001 (*P*)].

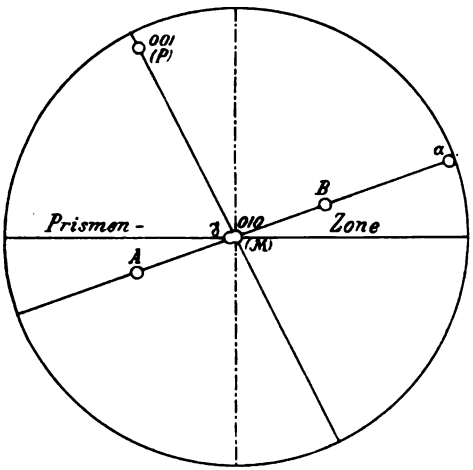
	A	*B*
Amelia [1])	87°	110°
Sobboth	86°	103°
Wilmington	85°	102°
Bamle	85°	100°
Bakersville	82° 37′	88° 20′
Tvedestrand	81° 56′	85° 28′

[1]) Die ersten Angaben nach F. Becke: Optische Orientierung des Oligoklas-Albit (Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XX, pag. 55) und Albit von Amelia (Mineralog. u. petrogr. Mitteil., Bd. XIX, pag. 321).

Digitized by Google

Die *A*-Achse fügt sich sehr schön in die Reihe bei Verwendung der um die Normale auf 001 *(P)* um 180° gedrehten Aufstellung. Es kann also unmöglich angenommen werden, daß der Winkel $> 90°$ der richtige wäre, d. h. *A* muß als die in der Normalstellung befindliche Achse angesehen werden. Bei *B* könnte man im Zweifel sein, da sowohl 88° 20′ als auch der Winkel 91° 40′ (180°—88° 20′) in die Reihe passen. Ist nun *A* die als solche geltende Achse, so muß *B* als *B′*

Fig. 5.



Achsenlage des Oligoklases von Bakersville.

bezeichnet werden und man erhält die richtige Aufstellung ohneweiters dadurch, daß man das ganze Bild um 180° um die Normale von 001 dreht. Man erhält also die in Fig. 4 zum Vergleich dargestellte Lage und ist mit der Annahme von 86° 30′ für 001—010 imstande, jetzt ohne besondere Schwierigkeiten die gewohnte Orientierung durchzuführen.

In Bezug auf die Trace von 010 *(M)* liegen dann die Achsen:

	Azimut gegen 010-Trace	Abstand von *P*
A . . .	$-37°39′ - 4°30′ = 42°9′$	82° 37′
B′ . . .	$+49°45′ - 4°30′ = 45°15′$	88° 20′

Digitized by Google

Daraus berechnet sich:

$$A\begin{cases}\varphi = -42^\circ 4' \\ \lambda = +70^\circ 24'\end{cases} \qquad B\begin{cases}\varphi = +44^\circ 59' \\ \lambda = +69^\circ 39'\end{cases} \text{ (Fig. 5)}$$

Die Auslöschung auf 010 ist $+6^\circ 32'$ (in der Literatur mit $7^\circ 30'$ angegeben).

Die Auslöschung auf 001 berechnet sich zu $1^\circ 33'$, also um $0^\circ 33'$ abweichend von der Annahme von $+1^\circ$. Diese Verschiedenheit ist leicht aus der Unsicherheit der Einstellung des Kratzers gegen die Auslöschung zu erklären.

Aus der Achsenlage ergibt sich:

$$2V_\gamma = 92^\circ 56', \text{ also}$$
$$2V_\alpha = 87^\circ\ 4'.^{1})$$

Der Achsenwinkel ist auch hier negativ.

Die Orientierung der Mittellinien ist:

$$\gamma \quad \text{II. Mittell.} \begin{cases}\varphi = -88^\circ 30' \\ \lambda = +85^\circ 29'\end{cases} \qquad \alpha \quad \text{I. Mittell.} \begin{cases}\varphi = +\ 1^\circ 23' \\ \lambda = +70^\circ\ 3'\end{cases}$$

Die zweite Mittellinie γ steht also nahezu senkrecht auf 010, desgleichen auch die Achsenebene (Fig. 5). Die ganze Orientierung stimmt auffallend genau mit der von Michel-Lévy [2]) für seinen Typus $Ab_4\ An_1$ angenommenen.

Es wäre demnach bloß die Mischungsformel in $Ab_{3\cdot 5 4}\ An_1$ abzuändern, da die Analyse 22% Anorthitgehalt angibt. Die Auslöschung senkrecht zu M und P berechnet sich zu $+0^\circ 45'$.

Es ist das jener merkwürdige Oligoklas, bei welchem der Durchgang von der dem Albit zugehörigen Orientierung zu der dem Labrador zugesprochenen erfolgt, also ein sehr gut charakterisierter Typus.

Mit diesen Daten ist die optische Orientierung dieses ganz eigentümlichen Oligoklases gegeben. Nun kann man auch an die Begründung der von mir angenommenen Aufstellung gehen.

Da die B-Achse auf der steilen Bruchfläche austrat, welche unter 100° beiläufig gegen 001 geneigt ist, konnte das nur eine Prismenfläche sein, doch war es noch zweifelhaft, ob die o-Fläche

---

[1]) Offret (Bull. d. soc. min., Paris 1890, Bd. XIII, pag. 648) gibt diesen Winkel zu $88^\circ 16'$ an.

[2]) Michel-Lévy in oben zitierter Arbeit.

Digitized by Google

eine vordere rechte oder eine rückwärtige linke Pyramide sei. Der ersteren Annahme widerspricht die Tatsache, daß eine zu 001 um $57^3/_4{}^0$ geneigte vordere Pyramide bei Oligoklasen nie beobachtet wurde und auch kaum zu rationalen Indizes führen würde.

Unter den linken rückwärtigen Pyramiden aber kommt die ganz gleiche Neigung gegen P der $o = \bar{1}\bar{1}1$ zu, weshalb die fragliche geneigtere Fläche als rückwärtige Einheitspyramide angesprochen wurde. Die Deutung ist umso plausibler, als man dadurch zu einer sehr einfachen Fläche kommt, welche eher eine Spaltbarkeit annehmen läßt, umsomehr, als eine solche, wenn auch sehr unvollkommen, nach dieser Pyramide an Plagioklasen schon beobachtet wurde.

Ein derartiges Spaltstück wäre also folgendermaßen aufzustellen: Die 001 nach vorne, sanft nach rechts geneigt, die steile Bruchfläche links vorne, senkrecht gestellt, die geneigtere links rückwärts, mit der 001-Fläche einen stumpfen Winkel bildend.

Die Spaltform ist demnach ein schiefwinkliges Parallelepiped, begrenzt von (001), ($1\bar{3}0$) und ($\bar{1}\bar{1}1$). Auffallend ist nur das Auftreten einer sekundären Spaltung nach $1\bar{3}0$, wo doch $1\bar{1}0$ das Spaltprisma ist. Vielleicht ist es gar keine Spaltfläche, sondern eine jener Flächen, welche durch Druck entstehen, wie das Zerspalten nach dem Rhombendodekaeder beim Steinsalz.

Zu Gunsten der dargelegten Aufstellung sprechen auch noch die Winkel, welche die Kanten gegen P mit der Kratzerrichtung (beiläufig = Trace von 010) einschließen.

Die absolute Durchsichtigkeit drängte noch zur Bestimmung der Brechungsexponenten, um die optischen Untersuchungen dieses Stückes zu schließen.[1]) Hier mußte die 001-Spaltung benützt werden. Entsprechend dem Austritte der optischen Normalen β mußten zwei sich schneidende Kurven zu beobachten sein, deren eine, kreisförmige β, deren andere α und γ enthält.

Da aber β nicht mit der Flächennormalen von 001 zusammenfällt, so war auch die erste Kurve nicht genau kreisförmig und gab deshalb zwei Werte für β. Um das Durchschneiden der Kurven zu veranschaulichen, sei es hier wieder erlaubt die beobachteten Ablesungen anzuführen.

[1]) Vergleiche Offret (Bull. d. soc. min., Paris 1890, Bd. XIII, pag. 648).

Digitized by Google

Horizontalkreis (Halbkugel-reflektometer)	Vertikalkreis I	Vertikalkreis II
0°	54° 40·3′	54° 45·8′
30°	54° 41·6′	54° 32·7′
60°	54° 41·8′	54° 29·5′
90°	54° 41·7′	54° 35·8′
120°	54° 41·2′	54° 47·8′
150°	54° 41·0′	54° 52·9′
180°	54° 40·5′	54° 45·8′

Bei 12° kamen die Kurven zum erstenmal zum Schnitt, bei 105° zum zweitenmal. Da die Schnittpunkte gleichzeitig diejenigen Stellen markieren, an denen die Achsen austreten, so ließ sich schon daran der Achsenwinkel von $2V_\gamma = 93°$ erkennen, wie er auch durch die Achsenlage gefordert wird.

Die Prüfung auf Maximum und Minimum der beiden Kurven ergab folgende Zahlen:

		Horizontalkreis	Vertikalkreis
I. Kurve	Maximum $= \beta_1$	100°	54° 41·8′
	Minimum $= \beta_2$	20°	54° 40·5′
II. Kurve	Maximum $= \gamma$	148°	54° 53′
	Minimum $= \alpha$	56°	54° 29·5′

Daraus berechnet man:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1{\cdot}5388 \\ \beta_1 &= 1{\cdot}5428 \\ \beta_2 &= 1{\cdot}5424 \\ \gamma &= 1{\cdot}5463 \end{aligned} \qquad \gamma - \alpha = 0{\cdot}0075.$$

Bei der Berechnung des Achsenwinkels mit Hilfe der Tangentenformel erwies sich β_2 als unbrauchbar.

Die endgültigen Werte sind also:

$$\begin{aligned} \alpha &= 1{\cdot}5388 \\ \beta &= 1{\cdot}5428 \\ \gamma &= 1{\cdot}5463 \end{aligned} \qquad 2V_\alpha = 86° 42′$$

Die Orientierung ergab ein $2V_\alpha = 87° 4′$, also in sehr guter Übereinstimmung zu dem Resultat, welches durch die Brechungsexponenten ermittelt wurde.

Digitized by Google

Die Bestimmung der Doppelbrechung mit dem Babinetschen Kompensator führte zu dem Werte $\gamma - \alpha = 0{\cdot}007892$, also rund $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0079$.[1])

Es ist interessant, daß die Bestimmung mit dem Babinetschen Kompensator ganz regelmäßig höhere Werte für die Doppelbrechung gibt, als diejenigen sind, welche sich aus der direkten Bestimmung der Brechungsexponenten ergeben. Das mag vielleicht daher kommen, daß die angenäherte Formel:

$$\gamma - \alpha = (\gamma' - \alpha') \,.\, \sin\, PA \,.\, \sin\, PB =$$

$$\gamma - \alpha = \frac{lk}{d} \,.\, \sin\, PA \,.\, \sin\, PB$$

wobei l die Verschiebung des Kompensationsstreifens, d die Präparatdicke, k die Instrumentkonstante und PA und PB die Distanzen der Achsen zu 001 bedeuten, hier überall verwendet wurde.

Schließlich seien noch im Anschluß an die Zusammenfassung, die F. Becke an den Schluß seiner Oligoklas-Albit-Untersuchungen stellte, die Resultate, in einer Tabelle geordnet, angeführt. (Siehe Tabelle S. 188.)

Vergleicht man die in dieser Arbeit und die von F. Becke für die Oligoklas-Albite veröffentlichten Positionen untereinander durch Eintragung in eine Projektion nach 010, so ergibt sich eine erfreuliche Gesetzmäßigkeit der Anordnung, so daß es vielleicht sich doch noch wird ziffernmäßig erhärten lassen, was Max Schuster[2]) schon in so genialer Weise zum Grundgedanken seiner Arbeit gemacht hatte, — nämlich die strenge Abhängigkeit der optisch-physikalischen Eigenschaften der Plagioklase von ihrer chemischen Zusammensetzung.

Wien, Mineralogisches Institut, Juli 1902.

---

[1]) Es sei hier die Bestimmung der Doppelbrechung mit Babinet bei dem von F. Becke untersuchten Oligoklas-Albit von Sobboth angeführt, die $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0093$ ergab. (Aus den Brechungsexponenten nach Tschermaks Mineralog. und petrogr. Mitteil., Bd. XX, pag. 71 folgt $\gamma - \alpha = 0{\cdot}0092$.)

[2]) Max Schuster (Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitteil., 1880, Bd. III, pag. 117 ff.).

Digitized by Google

		Bamle	Bakersville	Tvedestraud
s		2·644	2·649	2·661
Anorthitgehalt .		14%	22%	25%
A	φ . . .	— 44°58′	— 42° 4′	— 39°48′
	λ . . .	+ 67°58′	+ 70°24′	+ 70°50′
B	φ . . .	+ 47° 9′	+ 44°59′	+ 40°56′
	λ . . .	+ 83°53′	+ 69°39′	+ 59°23′
α	φ . . .	+ 1° 6′	+ 1°23′	+ 0°36′
	λ . . .	+ 75°36′	+ 70° 3′	+ 65°10′
γ	φ . . .	— 82°28′	— 88°30′	+ 83°17′
	λ . . .	— 6°35′	+ 85°29′	— 29°42′
$2V_\gamma$		86°52′	(92°56′)	(98°36′)
$2V_\alpha$		(93° 8′)	87° 4′	81°24′
AB^α		11° 4′	—	8°14′
Auslöschung auf				
$P(001)$	berechnet	+ 1°43′	+ 1°33′	+ 1° 2′
	gemessen	+ 2°18′	+ 1° (Annahme)	+ 0°35′–1°
$M(010)$	berechnet	+ 12°16′	+ 6°32′	+ 1°36′
	gemessen	+ 11°	+ 7°30′ (Literatur)	+ 2°–4°30′
$\perp MP$	berechnet	— 7°18′	+ 0°45′	+ 6°12′
(010—001)	gemessen	— 6°37′	—	+ 7°25′
α		1·5346	1·5388	1·5417
β		1·5385	1·5428	1·5458
γ		1·5433	1·5463	1·5490
$\gamma-\alpha_n$ [1] . .		0·0087	0·0075	0·0073
$\gamma-\alpha_B$ . . .		0·0089	0·0079	0·0074

[1] $\gamma-\alpha_n = \gamma-\alpha$ aus den Brechungsexponenten, $\gamma-\alpha_B$ ist mit Babinetschem Kompensator bestimmt.

Digitized by Google

IX. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 12. Jänner 1903 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut, zugleich ordentliche Generalversammlung. — Anwesend 32 Mitglieder.

Nach Begrüßung der Anwesenden durch den Vorsitzenden, Hofrat Tschermak, erstattet Prof. Becke den Geschäftsbericht, Prof. Berwerth in Vertretung des Kassiers, kgl. Rates F. Karrer, den Kassabericht. Die Versammlung erteilt auf Antrag des Revisors Dr. Köchlin dem Vorstand das Absolutorium. Auf Antrag des Vorstandes beschließt die Versammlung, die Zahl der Vorstandsmitglieder auf 12 zu erhöhen.

Die Wahl des Vorstandes erfolgt nach einer vom Schriftführer vorgelegten Kandidatenliste auf Antrag von Prof. Kürschner per acclamationem.

Es wurden in den Vorstand[1]) gewählt:

Herr Professor F. Becke,
„ „ F. Berwerth,
„ Ministerialrat O. Freiherr von Buschman,
„ Dr. F. Focke,
„ Professor A. Friedrich,
„ kgl. ung. Rat F. Karrer,
Se. Exzellenz Herr E. von Klepsch,
Herr Regierungsrat A. Ritter von Loehr,

[1]) Der Vorstand konstituierte sich in der konstituierenden Ausschußsitzung folgendermaßen: Präsident A. v. Loehr, Vizepräsident Becke, Kassier F. Berwerth, Schriftführer F. Focke.

Digitized by Google

Herr Dr. Fr. Perlep,
„ Professor A. Sigmund,
„ Hofrat G. Tschermak,
„ Kommerzialrat J. Weinberger.

Als Revisor für 1903 wurde auf Antrag des Herrn O. Schwarz Herr Dr. F. Köchlin wiedergewählt.

Prof. F. Berwerth macht Mitteilungen über den jetzigen Stand der Meteoritensammlung im naturhistorischen Hofmuseum und bespricht die Verteilung der Meteoriten nach Ländern.

Die Meteoritensammlung im naturhistorischen Hofmuseum hat in den letzten sieben Jahren, wo ich die Sammlung betreue, um 172 Stücke Meteoriten zugenommen. Darunter befinden sich 80 neue Lokalitäten, die bisher in der Sammlung nicht vertreten waren. Von den gegenwärtig bekannten 634 Meteoritenfällen sind 560 in der Sammlung vertreten. Davon gehören 209 Fälle zu den Eisenmeteoriten, 13 zu den Pallasiten, 10 zu den Mesosideriten und 330 Fälle zu den Steinmeteoriten. Die Fallzeit ist bekannt von 9 Eisenmassen, die übrigen Fälle sind Fundeisen. Das Falldatum ist ferner nur von einem Pallasit und zwei Mesosideriten bekannt. Bei den Steinen ist die genaue Fallzeit in 302 Fällen bekannt und in 28 Fällen unbekannt. Das Gesamtgewicht der erworbenen Meteoriten beträgt in der gleichen Zeitperiode 1434·178 *kg*. Letztere Zahl verringert sich um 213·583 *kg*, die sich auf Doubletten und Verluste beim Schneiden und Präparieren verteilen. Das Gewicht der Eisenmassen erhöhte sich um 1210 *kg* und jenes der Steine um 10·595 *kg*. Laut dem in wenigen Tagen erscheinenden, Ende Oktober abgeschlossenen neuen Verzeichnis der Meteoriten enthält die Sammlung insgesamt 1850 Stücke Meteoriten im Gesamtgewichte von 3312·912 *kg*, wovon 2553·491 *kg* auf die Eisenmassen, 122·033 *kg* auf die Pallasite und Mesosiderite, 637·388 *kg* auf die Steinmeteoriten entfallen.

Wenn ich mich einer kurzen Besprechung der Verteilung der Meteoriten an der Erdoberfläche zuwende, ist es lehrreich, sich zu erinnern, daß noch vor 100 Jahren ein Gelehrter den ersten Meteoritenkenner Chladni „unter diejenigen rechnete, welche alle Weltordnung leugnen und nicht bedenken, wie sehr sie an allem Bösen in der moralischen Welt schuld sind". Ein Blick auf die hier ausgehängte

Digitized by Google

Umrißweltkarte, auf der die Meteoritenfallpunkte und zwar die Eisen durch rote und die Steine durch blaue Sterne gekennzeichnet sind (die Pallasite wurden zu den Eisen und die Mesosiderite zu den Steinen gestellt), belehrt uns sofort über den großen Wandel in den Vorstellungen über die Meteoriten, denn die rot und blau bestreuten Länderflächen sind die Gebiete der höchsten Kultur, während die sternarmen oder ganz sternfreien Landflächen unkultivierten oder kulturarmen Gebieten angehören. Man muß zugeben, daß die Zahl der aufgefundenen Meteoriten in einem Lande heutzutage geradezu einen Maßstab für die Kultur dieses Landes und die Bildung seiner Bewohner abgibt. Meteoritenreichtum eines Landes bedeutet also dichte Bevölkerung und hohe Intelligenz seiner Bewohner. Europa zählt demnach ganz naturgemäß die meisten Meteoritenfälle. Aus dessen südwestlicher Ecke von Frankreich und Spanien aus sehen wir ein dichtes breites Meteoritenfeld über Mitteleuropa gegen Rußland ziehen, wo sich der Schwarm der Fallpunkte aufzulösen beginnt, um in Sibirien fast und in den übrigen mittelasiatischen Ländern ganz zu verschwinden.

In der alten Welt erscheint nach Europa nur noch Indien als ein modernes Kulturzentrum mit einem ziemlich dichten Netz von Fallpunkten. Wo junge Kulturen im Aufgehen begriffen sind, wie in Australien, Japan, Java und Südafrika, erscheint sofort in ihrem Gefolge auch der Meteorit. In der neuen Welt kennt man die meisten Meteoriten in Nordamerika und zwar aus dem alten Kulturlande von Mexico und den jung erschlossenen Gebieten der Vereinigten Staaten. Auch hier sehen wir, ähnlich wie in Europa, aus den östlichen höchst kultivierten Provinzen einen dichten Schwarm von Fallpunkten in allmählicher Abnahme gegen Westen und Nordwesten ausstrahlen, der seinen äußersten Fallpunkt auch schon in Alaska erhalten hat. In Südamerika enthält der chilenische Landstreifen eine bemerkenswerte Zahl von Fallpunkten, während in allen übrigen südamerikanischen Gebieten Meteoriten zu den Seltenheiten gehören. Nimmt man eine Scheidung der Fallorte nach dem Material, ob Eisen oder Stein, vor, so erhält man eine höchst auffällige lokale Auseinandersonderung der Stein- und Eisenmassen. In Amerika überwiegen die Eisenmassen die Steinfälle um mehr als die doppelte Zahl, in Europa und Indien mischt sich kaum hie und da ein Eisenfund zwischen die vielen Steinmassen. Australien dagegen ist fast nur durch Eisenfälle aus-

Digitized by Google

gezeichnet, ebenso der afrikanische Kontinent. Die Erklärung für die Vorherrschaft der Eisenmassen in den Vereinigten Staaten, Mexico, Chile, Australien und Afrika ist in den klimatischen Verhältnissen dieser Länder zu suchen. Die Erhaltung der Eisenblöcke ist in den trockenen Gegenden und im Wüstenboden der genannten Länder auf wenigstens Jahrhunderte hinaus gesichert und darum Gelegenheit zur Auffindung von Eisenmassen gegeben, die vor undenklichen Zeiten auf die Erde fielen. In unserer gemäßigten Zone werden die Eisenmassen, die nicht sobald nach dem Falle gefunden werden, von der Feuchtigkeit der Erde rasch aufgezehrt, so daß trotz der dichten Bodenpflege in Europa nur ab und zu ein Meteoreisen zur Bergung gelangt. Die genaue Verteilung der Eisen- und Steinmeteoriten über die Erdoberfläche ist aus folgender Übersicht zu ersehen:

Afrika:

	Eisen	Steine
Nordafrika . .	3	3
Ostafrika . . .	—	4
Südafrika . . .	7	5
Westafrika . .	4	—
Zentralafrika . .	1	1

im ganzen 15 + 13 = 28 Meteoritenfälle.

Amerika:

	Eisen	Steine
Britisch-Amerika	5	3
Vereinigte Staaten	124	53
Mexico	22	6
Zentralamerika	3	1

Südamerika

Argentinien	1	2
Bolivia	2	1
Brasilien	3	5
Chile	18	3
Columbien	2	—
Patagonien	1	—
Peru	1	—

182 + 74 = 256 Meteoritenfälle.

Digitized by Google

	Eisen	Steine
Nord- und Zentralamerika .	151	66
Südamerika	31	8

Asien:

	Eisen	Steine
Arabien	1	—
Hinterindien	—	3
Indien	3	63
Japan	—	6
Java	1	4
Persien	—	1
Philippinen	—	1
Rußland, asiat. . . .	6	7
Kleinasien	—	2

Im ganzen 11 + 87 = 98 Meteoritenfälle

Australien:

	Eisen	Steine
Australien (Neuseeland u. Archipel) .	19	+ 6 = 25 Meteoritenfälle

Europa:

	Eisen	Steine
Belgien	—	3
Dänemark	—	1
Deutsches Reich . . .	7	22
Frankreich	2	48
Großbritannien . . .	1	11
Holland	—	2
Italien	—	15
Norwegen und Schweden	1	5
Österreich-Ungarn . . .	8	24
Portugal und Spanien .	2	12
Rußland, europ. . . .	12	45
Schweiz	1	—
Serbien	—	3
Türkei, europ.	—	2
Im ganzen	34 =	193 = 227 Meteoritenfälle

Wieviele Meteoriten fallen jährlich auf die Erde? Diese Frage wird sehr oft gestellt und kann selbstverständlich nicht absolut be-

Digitized by Google

antwortet, aber auf Grundlage gegebener Verhältnisse mit einiger Wahrscheinlichkeit berechnet werden. In Frankreich mit einem Grundareal von 536.400 km^2 sind im Laufe der letzten 100 Jahre 50 Meteoriten niedergefallen. Nimmt man den Flächeninhalt der gesamten Weltmeere nach Wagner mit 367·87 Millionen km^2 und jenen des Festlandes mit 134·83 Millionen km^2, zusammen 502·70 Millionen km^2 an (ohne die antarktischen Länder), so ergibt die Berechnung in der Voraussetzung, daß außerhalb Frankreichs während 100 Jahren auf dem gleichen Flächenareal ebensoviele Meteoritenfälle stattgefunden haben, die Zahl von 46.809 Meteoriten, das sind jährlich 468 Fälle. Man muß aber nun annehmen, daß mindestens die doppelte Zahl der Meteoritenfälle zumal während der Nächte nicht zur Beobachtung gelangt; andere schätzen den Entgang auf $^2/_3$ der Fälle. Die Verdopplung der beobachteten Fälle dürfte dem jährlichen Mittel am nächsten kommen und man kann annehmen, daß in einem Jahre 936 oder in abgerundeter Zahl 950 Meteoriten auf die Erde fallen. Auf einem anderen Wege erhält man annähernd das gleiche Resultat. Nimmt man aus den in den letzten 50 Jahren beobachteten Meteoritenfällen das Mittel, so erhält man pro Jahr 4·3 Meteoritenfälle. Werden zu dieser Zahl die gefundenen Steine, die ja mutmaßlich innerhalb der letzten 50 Jahre gefallen sind, zugerechnet, so läßt sich das Mittel der gefallenen Steine pro Jahr mit 4·5 ansetzen. Multipliziert man diese Zahl mit zwei, so erhält man für die jährlich fallenden Meteoriten die Zahl 9. Da die von Meteoriten dichter besetzten Landflächen ungefähr den hundertsten Teil der Erdoberfläche ausmachen, so ergibt die Multiplikation von 9 mit 100 gleich 900 Meteoritenfälle auf der Erdoberfläche, welche Zahl von der oben auf anderem Wege gefundenen Ziffer nicht erheblich abweicht.

Herr A. v. Loehr legt Proben eines neuen Spessartinvorkommens von Broken Hill vor. Der kolophoniumbraune manganhältige Granat gleicht fast der Zinkblende und findet sich derb verwachsen mit Bleiglanz und einem eigentümlichen, etwas bläulich gefärbten und trüben Quarz, der infolgedessen etwas an Chalcedon erinnert, auch in der Härte etwas hinter gewöhnlichem Quarz zurücksteht.

Digitized by Google

Professor Becke legt Krystalle von Orthoklas aus dem Quarzporphyr von Val Floriana vor, welche das mineralogische Institut der Universität von Herrn Dr. Trener von der k. k. geologischen Reichsanstalt erhalten hat. Die sämtlichen Krystalle, weit über 100 an Zahl, sind aus demselben im Val Floriana als Findling angetroffenen Block, welcher ohne Zweifel von der Cima Lagorai herstammt.

Zum größten Teile sind es Karlsbader Zwillinge, zum kleinen Teil einfache Krystalle, als Seltenheiten finden sich andere Verwachsungen. Sehr auffallend sind bei diesem Vorkommen die Größenunterschiede der einfachen Krystalle[1]) und der Karlsbader Zwillinge. Aus dem vorliegenden Material ist nach dem Augenmaß der größte Karlsbader Zwilling, einer von typischer Mittelgröße und einer der kleinsten, ausgesucht worden und ebenso drei typische einfache Krystalle. Die Gewichte dieser Krystalle sind:

	Einfacher Krystall	Karlsbader Zwilling
Größter	3 *g*	29 *g*
Mittlerer	2 „	13 „
Kleinster	1 „	2·5 „

Noch auffallender als die durchschnittlichen Massenunterschiede sind die Unterschiede in den Dimensionen. Während die Dimensionen in der Richtung der Achsen *a* und *b* ungefähr gleich sind, bei einfachen und Zwillingskrystallen, sind die Dimensionen der Krystalle in der Richtung der Vertikalachse auffallend verschieden, wie die folgenden Zahlen zeigen:

	Einfache Krystalle	Zwillings-Krystalle
Abstand der *M*-Flächen	10, 7·5, 5·5 *mm*	12, 12, 5·5 *mm*
Abstand der Prismenkanten längs *P* gemessen . .	20, 14, 15, „	27, 23, 12·5 „
Länge der vertikalen Kanten zwischen *M* und *T* .	7, 5·5, 4·5, „	37, 16, 12 „

Mit Worten ausgedrückt: Die einfachen Krystalle sind säulenförmig nach der *a*-Achse, die Zwillinge tafelförmig nach der *M*-Fläche.

[1]) Sie finden sich wohl bei allen ähnlichen Vorkommen und sind auch an dem Orthoklas von Val Floriana schon von Cathrein bemerkt worden. (Zeitschr. f. Krystallographie, IX, 368.)

Digitized by Google

Die Unterschiede der Formausbildung sind in letzter Linie bedingt durch die Wachstumsgeschwindigkeit der einzelnen Krystallflächen und können mathematisch ausgedrückt werden durch die Zentraldistanz der einzelnen Krystallflächen.[1]) Diese wird nun wie es scheint beim Karlsbader Zwilling derart durch die Zwillingsbildung beeinflußt, daß die Wachstumsgeschwindigkeit und damit die Zentraldistanz auf den zur Zwillingsachse geneigten Flächen vergrößert wird, während die Wachstumsgeschwindigkeit an den zur Zwillingsachse parallelen Flächen unverändert bleibt.

Die interessante Erscheinung hat also einen theoretisch wichtigen Hintergrund und sollte genauer studiert werden, was nur durch Vergleichung einer großen Anzahl von Fällen ermöglicht werden könnte. Der Vortragende richtet daher an die Fachgenossen die Bitte, ihm bei dem Studium dieser Erscheinung durch Überlassung von geeignetem Material behilflich zu sein. Wichtig wäre es, möglichst viele einfache und Zwillingskrystalle aus demselben Gestein zu haben, weil hier die äußeren Umstände beim Wachsen die gleichen waren.

Es wäre vielleicht auch möglich, die anderen Zwillingsgesetze, z. B. das Manebacher- und Bavenoergesetz, bezüglich ihres Einflusses auf die Formausbildung zu prüfen. Der Vortragende erinnert hier an den unverkennbaren Einfluß, welchen die beiden nahe verwandten Zwillingsgesetze der triklinen Feldspate auf die Formausbildung ausüben; Albitzwillinge sind tafelförmig nach *M*, Periklinzwillinge säulenförmig nach *b*. Es zeigt sich schon hier, daß der Einfluß der Zwillingsbildung auf die Formausbildung nicht immer in gleicher Weise formuliert werden kann.

Ferner erinnert der Vortragende an die auffälligen Formveränderungen, welche die langsäulenförmigen Calcitkrystalle von Egremont erfahren, wenn sie in Zwillingen auftreten.

Die Erscheinungen scheinen immer von der Art zu sein, daß sie durch vermehrtes Wachstum längs der Zwillingsgrenze erklärt werden können. Daß eine solche Vermehrung des Wachstums längs der Zwillingsgrenze auch vom Standpunkt der Molekulartheorie ganz plausibel ist, weil den sich ansetzenden Krystallmole-

---

[1]) Vergl. Becke, Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln. „Lotos", Prag, Bd. XIV, 1894. Vortrag vom 26. November 1892.

Digitized by Google

keln zwei Stellungen zur Auswahl angeboten werden, während in bestimmten Richtungen beide Krystalle gemeinsam wirken und weil die verstärkte Entnahme von Partikeln aus der Flüssigkeit ihrerseits einen gegen die Zwillingsgrenze gerichteten Diffusionsstrom erzeugt, hat der Vortragende bereits vor mehreren Jahren ausgesprochen.[1]) (Vergl. Dolomit, diese Zeitschrift, X, 135.)

Ausstellung.

Als Ausstellungsobjekt war Quarz mit fremden Einschlüssen gewählt worden. An derselben beteiligten sich: Das Hofmuseum (H), das mineralogisch-petrographische Universitäts-Institut (UP), das mineralogische Universitäts-Institut (UM), ferner die Mitglieder der Wiener Mineralogischen Gesellschaft Cornu (C), Dr. Focke (F), J. Knett, Karlsbad (Kn), Dr. Kürschner (K), M. Lechner (L), A. v. Loehr (v. L.), Dr. Perlep (P).

Zur Erläuterung der Ausstellung ergriff Hofrat Tschermak das Wort, indem er darauf hinwies, daß der Reichtum an Einschlüssen im Quarz schon vor Einführung des Mikroskops in das Studium der Minerale Gegenstand der Beobachtung gewesen sei.[2]) Der Reichtum des Quarzes an fremden Einschlüssen ist nicht nur der Durchsichtigkeit dieses Minerales zuzuschreiben, welche die Einschlüsse leicht erkennen läßt, sondern auch dem Umstand, daß der Quarz sich unter den verschiedensten Umständen und daher mit vielen anderen Mineralen gleichzeitig bildet. Der Vortragende wies darauf hin, daß im Quarz eingeschlossen manche Mineralbildungen erhalten und der Beobachtung zugänglich werden, welche man sonst wegen ihrer Zartheit nie zu sehen bekommt, wie die merkwürdigen gestrickten Bildungen des Rutils; daß ferner viele der vorgelegten Stücke eines genaueren Studiums wert wären, weil sie auf die Bildungsgeschichte der Krystalle manches interessante Streiflicht werfen. Er weist namentlich auf die treppenförmigen Anwachsflächen hin, die bei eingeschlossenen Karbonat-

[1]) Auf den entgegengesetzten Standpunkt scheint sich Viola zu stellen, welcher kürzlich hervorhebt, daß jene Verbindungen zwischen zwei von mehreren Individuen die wahrscheinlichsten sind, bei denen die Individuen sich mehr und mehr parallel zu einem Element anordnen, nach welchem die Individuen am meisten ausgebildet erscheinen. (Zeitschr. f. Kryst., 36, 239.)

[2]) Vergl. z. B.: A. Kenngott, Über die Einschlüsse von Mineralen in krystallisiertem Quarz. Sitzungsbericht kais. Akad. d. Wiss. IX, pag. 402, Juli 1852.

Digitized by Google

Rhomboëdern auf der Unterseite derselben beobachtet werden und sich durch gleichzeitiges Wachsen der Karbonate und des Quarzes erklären lassen, ferner auf die merkwürdigen einseitigen Schichtenbildungen, die an manchen Exemplaren gesehen werden.

Insgesamt ließen sich folgende Minerale als Einschlüsse konstatieren:

Lamprite: Arsenkies, Pyrit, Pyrrhotin, Argentit, Antimonit, Molybdänit, Blende.

Oxyde: Quarz, Anatas, Rutil, Hämatit, Titaneisen, Magnetit.

Silikate: Amphibol, Topas, Feldspat, Turmalin, Muskovit, Chlorit, Asbest, Epidot, Laumontit, Desmin, Ton, Pilinit.

Hydrokarbonverbindungen: Asphalt.

Auf den Etiketten waren noch andere Mineralgattungen angegeben, insbesondere wiederholte sich mehrmals die Angabe metallisches Silber; doch dürfte bei den vorgelegten Stücken auch nur der lebhafte, durch Totalreflexion verursachte Glanz an der Lufthülle eingeschlossener Chloritaggregate eine Täuschung veranlaßt haben.

Im einzelnen sind folgende Stücke hervorzuheben:

Arsenkies in Quarz von Zinnwald (H).

Pyrit in Bergkrystall von S.-O. Borneo (H).

Pyrrhotin in Bergkrystall, Kap der guten Hoffnung (H).

Argentit, kleine Kryställchen und Krystallgruppen in Gangquarzkrystallen, Schemnitz (H), ähnliche in moosförmigen Aggregaten vom selben Fundort (v. L.).

Antimonit: Schwarze büschelförmige Nadeln in klarem Quarz von St. Gotthard, Ungarn (H). Lange nadelförmige Kanäle mit gelblichem Antimonocker erfüllt von Schemnitz und glänzende, zum Teile gebogene nadelförmige Krystalle in Bergkrystall vom Berg Giom, Schweiz (L).

Molybdänit. So sind lebhaft metallglänzende, rötlich silberweiße Schüppchen und Plättchen bezeichnet, welche zum Teil parallel einer Rhomboëderfläche eingelagert sind und Spuren einer triangulären Streifung zeigen. Sie stammen vom Medelsertal, Schweiz (L). Von Brasilien liegt ein sehr ähnliches Stück vor mit der Bezeichnung Wismut (P). Keine von diesen Deutungen ist ganz sicher.

Blende in Gangquarz in kolophoniumbraunen Körnchen, Mies, Böhmen (H).

Digitized by Google

Oxyde:

Quarz: Einschlüsse von Quarz in Quarz verraten sich durch die silberglänzende, totalreflektierende Luftschichte auf der Oberfläche des eingeschlossenen Krystalls; diese Erscheinung ist bemerkenswert, da bei gesetzmäßigen Verwachsungen zweier Quarzkrystalle, wie sie in Zwillingen oder bei den gedrehten Quarzen vorliegen, von dieser Trennungsschichte zwischen den Quarzindividuen nie etwas zu sehen ist. Fundortangabe Brasilien (P).

Anatas: Gelbliche Krystalle vom Froßnitzboden, Venediger (H), begleitet von Rutil Hohe Säule, Venediger (H).

Rutil: Diese bekanntesten und schönsten Einschlüsse in Quarz waren in ausgezeichneten Exemplaren von folgenden Fundorten zu sehen: Sonnblick, Rauris, Sagenit auf Klüften im derben Quarz eingewandert (H). Rauris: haarförmig im Bergkrystall (K). Schwarzenstein: dem vorigen ähnlich mit Chlorit (K). Piz Aul, Schweiz: das schöne neue Vorkommen von klarem Bergkrystall mit seidenglänzenden haarbraunen Rutilnadeln war in mehreren ausgezeichneten Exemplaren vertreten (MU. H.). Tavetsch, Val blanc (F.). Von mehreren Fundorten waren Rutileinschlüsse zu sehen, welche aus sagenitartigen Geweben von eigenartigem Bau bestanden: An eine zentrale, als Stamm dienende Nadel waren nach allen (101)-Flächen, also in zwei einander rechtwinklig durchsetzenden Ebenen Nadeln in Zwillingsstellung angewachsen, was zu den zierlichsten Gebilden Anlaß gibt, wie sie in freiem Zustande nie beobachtet wurden. Am schönsten zeigte diese Entwicklung ein geradezu prachtvolles Stück von Saramenka, Ouro preto, Brasilien (P); ähnlich verhielt sich ein Exemplar mit der allgemeinen Fundortbezeichnung Brasilien (H); aber auch an einem Stück aus dem Medelsertal, Schweiz, war die Erscheinung gut zu sehen (L). Ein Stück von Alexander Co., N.-Karolina zeigte die nicht häufige Erscheinung einer Lufthülle um die eingewachsenen, etwas derberen Sagenitnadeln. Ein anderer Fundort derselben Verwachsung, Daniels Mine aus derselben Gegend, war ebenfalls durch ein gutes Stück vertreten (H).

Von Hämatit und Titaneisen in Quarz lagen vor schöne kleine Eisenrosen in Bergkrystall vom St. Gotthard (H), ferner ein sehr merkwürdiges Exemplar von Rio de S. Mattheus, Minas Geraes, Brasilien, welches eine mit einem unverkennbaren Bruchrand versehene dünne Eisenglanztafel eingewachsen in Bergkrystall

Digitized by Google

zeigte (P). Dichtes Roteisenerz enthielt ein dunkelgrüner Quarzkrystall unbekannten Fundortes in kleinen Körnchen, dadurch an Heliotrop erinnernd (Kn).

Magnetit von Rutil begleitet enthält ein Bergkrystall von Brasilien (P).

Unter den Einschlüssen von Karbonaten seien hervorgehoben:

Dolomit, Ural. Nur die rhomboëdrischen Hohlräume vorhanden, die Deutung auf Dolomit daher nicht sicher (H).

Ein Quarz von Jenkimland, Hiddenit Mine, Alexander Co., N.-Carolina, enthält Dolomit und Rutil. — Sehr merkwürdig ist ein Stück von Brasilien, welches auf der Unterseite der deutlichen Rhomboëderformen treppenförmige Aneinanderwachsungsflächen erkennen läßt, die durch gleichzeitiges Wachsen von Quarz und Dolomit entstanden (v. L.).

Kalkspat enthält ein sehr schöner Bergkrystall von Rauris, und zwar in der Form der sogenannten Kalkspatkrägen. Drei Platten von Kalkspat haben sich in paralleler Stellung an eine Quarzsäule angesetzt und sind gleichzeitig mit dieser gewachsen. Der Zuwachs des Quarzes war aber zwischen je zwei Kalkspaten ein anderer, so daß der Quarzkrystall an jeder Kalkspattafel sich plötzlich verjüngt (v. L.).

Silikate: Am häufigsten sind die schuppigen Aggregate von Chlorit in Bergkrystall vertreten von zahlreichen Fundorten: Dauphiné (H, UP), Großkirchheim, Kärnten (H), St. Gotthard (H), Tavetsch (wurmförmiger Helminth, L), Schwarzenstein, Zillerthal (K), Madagaskar (H).

Interessant sind einige Stücke, bei denen sehr feinschuppiger Chlorit wiederholt schichtweise auf der jeweiligen Oberfläche abgelagert wurde, die nun als grüngefärbte Lage hervortritt, durch Lagen reiner Quarzsubstanz getrennt. Nicht selten sind bloß einige oder nur eine einzige beim Wachsen nach oben gekehrte Krystallfläche in dieser Weise mit Chloritstaub bedeckt worden, so daß die einschlußreichen Lamellen auf die Anwachspyramide dieser Krystallfläche beschränkt sind. In besonders deutlicher Erscheinung zeigen diese schichtenartigen Einschlüsse Bergkrystalle von Brasilien (v. L. P.), auch ein Originalstück Kenngotts von Billichgräz, Krain, ist hier zu erwähnen. Die schichtweise auftretenden Trübungen bestehen hier abwechselnd aus Chlorit und Eisenglanz (H).

Digitized by Google

Ziemlich reichlich sind vertreten Einschlüsse von

Amphibol: Stralsteinartige dunkelgrüne Säulchen. Maderaner Tal (L). Feinfaseriger Amiant, Bristenstock (F). Asbest, Chalanches, Frankreich (L). Desgleichen Dauphiné (H). Nicht ganz sicher ist ein Stück von Hiddenite Mine, N.-Carolina, mit blassen, als Amphibol bezeichneten Säulen; es könnte auch blaß gefärbter Rutil vorliegen (H). Feine Nadeln von Cumberland, Rhode Island (H).

Turmalin als Einschluß in Bergkrystall lag in zahlreichen Exemplaren vor. Interessant ist ein geschliffenes Stück, wo die Schlifffläche Quarz und Einschluß trifft und mit einem Nikol der Unterschied des Polarisationswinkels im reflektierten Licht leicht nachweisbar ist; Fundort unbekannt (H). Haarförmige Turmalineinschlüsse enthält ein Stück von Sao Bernardo, Sao Paulo, Brasilien (U. P.). Madagaskar (L).

Epidot begleitet von Chlorit Dauphiné (H); feinkörnig und in feinen Fasern Striegau (L.). Hier wäre auch ein Stück zu erwähnen, welches den seltenen Pilinit als Einschluß in Quarz aufweist; Striegau (L.).

Glimmer. Deutliche Tafeln von Muskovit enthält ein Exemplar aus N.-Carolina (H). Schichtweise angeordnete Glimmerschüppchen enthält ein Stück ohne Fundortangabe (P).

Topas. Eine der bekannten gelben Topassäulen eingeschlossen in Bergkrystall zeigt ein Exemplar von Ivão Correa, Ouro Preto, Brasilien (P.).

Eisenschüssigen Ton umschließt ein Exemplar von Burke Co., N.-Carolina (H.).

Auffallend selten treten Einschlüsse von Feldspat auf. Ein Exemplar aus der Schweiz (H) zeigt kleine gehäufte Kryställchen von Periklinform. Ein nicht ganz sicher bestimmtes Mineral, gestreifte weiße Säulen mit schief angesetzter Endfläche aus den Pyrenäen (H), mag vielleicht Laumontit sein. Ein Stück von Brasilien (P) soll Desmin enthalten; eine sichere Bestimmung der kleinen weissen schichtweise eingelagerten Kryställchen ist aber nicht möglich.

Titanit: Originalstück von Kenngott beschrieben, aus der Schweiz (H).

Digitized by Google

Asphalt in schwarzen Klümpchen enthalten die Bergkrystalle von Herkimer Co. (H, P).

Zahlreich vertreten sind Exemplare mit langsäulenförmigen Kanälen, die gewöhnlich als Hohldrucke von Anhydrit bezeichnet werden, was eine nicht sehr wahrscheinliche Deutung ist. Cavradi Schweiz (L). Eher dürfte man an Disthen oder auch an Laumontit denken. Sehr lange säulenförmige Kanäle (Hornblende?) enthält ein Bergkrystall von Tavetsch (L).

Rektanguläre, sehr dünne, tafelförmige Hohlräume enthält ein Quarz aus Sibirien (H).

Schöne Exemplare von Bergkrystall mit Flüssigkeiten und eingeschlossener Libelle waren ausgestellt von Sibirien (UP), von Herkimer Co., New-York (C). In einem Exemplar von Bourg d'Oisans war deutlich die Form negativer Krystalle zu erkennen (L). Ein Exemplar zeigte 6 Einschlüsse mit beweglichen Libellen. Einer dieser Einschlüsse verliert die Libelle beim Erwärmen, besteht also aus flüssiger Kohlensäure. Burke, N.-Carolina (H).

Außerdem waren noch manche Stücke mit wolkigen Trübungen ausgestellt, die bald schichtweise, bald unregelmäßig verteilt die Quarzmasse durchsetzten; besonders auffällig war wegen des wollähnlichen Aussehens dieser Trübungen ein Stück vom Kap (H).

Endlich sei noch einer reichen Kollektion geschliffener Quarze gedacht, die sämtlich durch mannigfaltige Einschlüsse verschiedener Art bemerkenswert waren und dem Auge ein buntes Bild boten. Die Kollektion ist Eigentum des Herrn A. v. Loehr.

Digitized by Google

X. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Agafonoff V.: Sur l'absorption de la lumière par les crystaux et sur le polychroisme dans la partie ultra-violette du spectre. (Russisch.) Petersburg 1902.

Agamennone G.: Macrosismometrografo a tre componenti. — Boll. d. Soc. Sism. Ital. Vol. VII, 1902.

Derselbe: Proposte di nuovi sistemi d'amplificazione negli strumenti microsismografici. — Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. VII, 1902.

Beckmann E. H. M.: On the behavior of disthene and sillimanite at high temperatur. — Proceedings of the Meeting of Saturday. Sept. 1902.

Halban Johann R. v.: Untersuchungen über Chromammoniak-Verbindungen. Selbstverlag. Wien 1902.

Ippen J. A.: Analyse eines nephelinporphyritischen Gesteines (Allochetit) von Allochet (Monzoni). — Anzeiger d. k. Ak. d. Wiss. Wien, Nr. 31, 1902.

Jaeger F. M.: Über die in Leclanché-Zellen entstehenden Krystalle. — Ber. d. deutsch. chem. Gesellsch. XXXV, H. 16, 1902.

Derselbe: Krystallographische Untersuchungen an einer Reihe organischer Verbindungen. — N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, pag. 1—28, 1903.

Johnsen A.: Biegungen und Translationen. — N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. J. 1902 Bd. II.

Derselbe: Bemerkungen zum Krystallvolumen. — Zentralbl. f. Mineralogie etc. Nr. 19, 1902.

Láska W.: Über die Pendelunruhe. — A. d. Ber. d. I. internat. seismolog. Konferenz. Beil. Bd. I, 1902.

Leiss C.: Neues Krystallrefraktometer zur Bestimmung größerer und mikroskopisch kleiner Objekte. — Zeitschr. f. Instrum.-Kunde. November 1902.

Meyerhoffer W.: Schmelzpunkte und Ausscheidungsfolge von Mineralien. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVI, H. 6, 1902.

Mez G.: Krystallographische Untersuchung einiger Derivate des Carbamids. Engelmann, Leipzig 1901.

Milch L.: Über eine Schmelze von Quarzkörnern und Kalk. — Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., pag. 713—717, 1902.

Paton Pollitt George: Über Kontaktwirkung des Eisenoxyds bei der Umwandlung von Schwefeldioxyd und Sauerstoff in Schwefeltrioxyd. Zürich 1902.

o

Digitized by Google

Penfield L. S.: On the Solution of Problems in Crystallographic by Means of Graphical Methods, based upon Spherical and Plane Trigonometry. — Amer. Journ. of Sc. Vol. XIV, Okt. 1902.

Rinne F.: Die Lockerung des Krystallgebäudes von Zeolithen unter dem Einfluß von Salzsäure. — Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 19, 1902.

Sachs Arthur: Über Anpassungserscheinungen bei Karlsbader und Bavenoer Verwachsungen des Kalifeldspates. — Aus d. Mineral. Inst. d. Univ. Breslau, 1903.

Sirks A. H.: On the advantage of metal-etching by means of the electric current. Proceed. of the Meeting of Saturday. Sept. 1902.

Smolař G.: Einige neue Aufgaben aus der mathematischen Krystallographie. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXV, H. 5, 1901.

Viola C.: Lichtbrechungsverhältnisse des Turmalins. — Zeitschr. f. Krystall. etc. Bd. XXXVII, H. 2, 1902.

Wegscheider R.: Über die neuere Entwicklung der Chemie. — Österr. Chemiker-Zeitung. Nr. 21, 1902.

Zambonini F.: Krystallographisches über den Epidot. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, H. 1, 1902.

Mineralogie.

Bowman H. L.: Über das Mineralvorkommen zu Haddam Neck in Connecticut (Ver. St.). — Zeitschr. f. Krystall. etc. Bd. XXXVII, H. 2, 1902.

Johnsen J.: Eisenkies von Traversella. — Zentralbl. f. Mineralogie. Nr. 18, 1902.

Derselbe: Quarzzwilling nach P2 von Annaberg i. S. — Zentralbl. f. Mineral., Geol. u. Paläont., pag. 649—651, 1902.

Liffa A.: Beiträge zur Kenntnis des Chrysoberylls von Ceylon. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVI, H. 6, 1902.

Meigen Wilhelm: Beiträge zur Kenntnis des kohlensauren Kalkes. — Ber. d. naturforschenden Gesellsch. Freiburg im Breisgau. Bd. XIII, pag. 4094, 1902.

Mügge O.: Über einige regelmäßige Verwachsungen der Glimmer mit anderen Substanzen. — Zentralbl. f. Miner. etc. Nr. 12, 1902.

Derselbe: Zur Struktur der Rutilkrystalle. — Zentr. f. Mineral. Nr. 3, 1902.

Pelikan A.: Beiträge zur Kenntnis der Zeolithe Böhmens. — Sitzungsber. d. k. Ak. d. Wissensch. Math.-naturw. Kl. Bd. CXI, Abt. I, 1902.

Ramsay W.: Borgström L. H., Der Meteorit von Bjurböle bei Borgå. — Bull. d. la Com. géol. de Finlande. Nr. 12, 1902.

Sachs A.: Über neue Kalkspatformen von Tharandt in Sachsen. — Zeitschr. f. Krystall. etc. Bd. XXXVI, H. 5, 1902.

Schmidt C.: Über einen zweiten Scheelitkrystall aus dem Maderanertal in der Schweiz. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXXVI, pag. 160, 1902.

Sigmund Alois: Verzeichnis der Minerale Niederösterreichs. — 28. Jahr.-Ber. d. k. k. Staatsgymnasiums im XVII. Bez. Wien 1902.

Sustschinsky P. v.: Beiträge zur Kenntnis des Geikielith, Ilmenit und Hämatit. Mikroskopische Untersuchung einiger Pseudomorphosen. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXXVII, H. 1, 1902.

Digitized by Google

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

D'Achiardi Giovanni: Metamorfismo sul contatto fra calcare e granito al Porto dei Cavoli presso S. Piero in Campo (Elba). — Atti d. Soc. Toscana d. Sc. Nat. Memorie. Vol. XIX, 1902.

d'Aus-Fiume J.: Das Kali im Boden. — Hessische Landwirtsch. Zeitschr. Nr. 51, 1902.

Beck R.: Über die Erzlager der Umgebung von Schwarzenberg im Erzgebirge. I. T. — Jahrb. f. d. Berg- u. Hüttenw. im Königr. Sachsen auf das Jahr 1901.

Derselbe: Über eine neue Nickelerzlagerstätte in Sachsen. — Zeitschr. f. prakt. Geol. X. Jahrgang, Nov. 1902.

Bergt W.: Zur Geologie des Coppename- u. Nickerietales in Surinam (Holländisch-Guyana). — Samml. d. geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. 2, Bd. II, H. 2, 1902.

Brooks H. A.: Reconnaissances of the Cape Nome and Norton Bay Regions Alaska in 1900. — Dep. of the Int. Un. States geol. Survey 1901.

Bücking H.: Beiträge zur Geologie von Celebes. — Samml. d. geol. Reichsmuseums in Leiden. Ser. 1, Bd. VII, H. 1, 1902.

Canaval R.: Das Erzvorkommen von Wandelitzen bei Völkermarkt. Carinthia II, Nr. 6, 1901.

Derselbe: Das Erzvorkommen am Kulmberg bei St. Veit an der Glan. — Carinthia II, Nr. 6, 1901.

Derselbe: Roter Schnee zu Grafendorf im Gailtale. — Carinthia II, Nr. 2, 1901.

Derselbe: Bemerkungen über einige Braunkohlenablagerungen in Kärnten. — Carinthia II, Nr. 2, 3, 1902.

Derselbe: Bemerkungen über die Glazial-Ablagerungen der Gailtaler Alpen. — Carinthia II, Nr. 1, 1902.

Düll E.: Über die Eklogite des Münchberger Gneisgebietes. Ein Beitrag zur Kenntnis der genetischen Verhältnisse. — Geogn. Jahreshefte. 15. Jahrg., 1902.

Hammer W.: Studien in der Val Furva und Val Zebru bei Bormio Veltlin. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1902, Nr. 13.

Helbling R.: Die Erzlagerstätten des Mont Chemin bei Martigny im Wallis, Inaug.-Diss. Basel 1902.

Hornung F.: Die Regionalmetamorphose am Harze, ihr Wesen, ihre Ursache, ihr Zeitalter. — Stuttgart, E. Schweizerbart, 1902.

Ippen J. A.: Über Melaphyre von Cornon und theralitische Gesteine vom Viezenatal bei Predazzo. — Zentralbl. f. Min. u. Geol., pag. 6—13, 1903.

Koch Anton: Neuere Beiträge zu den geo-paläontologischen Verhältnissen des Beočiner Zementmergels. — Földtani Közlöny, Bd. XXXII, 1902.

Láska W.: Ziele und Resultate der modernen Erdforschung. I. Die Erdbeben. — Natur und Offenbarung. Bd. XLVIII, 1902.

Mazelle Eduard: Erdbebenstörungen zu Triest. Mitt. d. Erdbeben-Komm. d. k. Ak. d. Wiss. Wien. Neue Folge, Nr. XI, 1902.

Milch L.: Über Malchit und Durbachit und ihre Stellung in der Reihe der Ganggefolgschaft granitodioritischer Tiefengesteine. — Zentralbl. f. Min., Geol. u. Pal., pag. 676—689, 1902.

Derselbe: Die Ergußgesteine des galatischen Andesitgebietes (nördlich von Angora). — N. Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. Beil. Bd. XVI, 1902.

Digitized by Google

Mojsisovics E. v.: Allgemeiner Bericht und Chronik der im Jahre 1901 im Beobachtungsgebiete eingetretenen Erdbeben. — Mitt. d. Erdbeben-Komm. d. k. Ak. d. Wiss. Wien. Neue Folge, Bd. X, 1902.

Ogilvie J. H.: An Anacalcite-Bearing Camptonite from New Mexico. — Journ. of Geol. Vol. X, Nr. 5, 1902.

Derselbe: Glacial Phenomena in the Adiron-Dacks and Champlain Valley. — Journ. of Geol. V, X, Nr. 4, 1902.

Osann A.: Notes on certain Archaen rocks of the Ottawa Valley. — Geol. Surgey of Canada. Part O Annual Report. Vol. XII, 1902.

Reid A. J.: The Igneous Rocks near Pajaro. — Univ. of Calif. Publ. Vol. III, Nr. 6, 1902.

Schmidt C.: Über das Alter des Bündnerschiefer im nordöstlichen Graubünden. — Ber. d. Oberrhein. geol. Ver., 35. Vers. Freiburg i. B.

Schorn Josef: Die Erdbeben von Tirol und Vorarlberg. — Innsbruck. Selbstverlag. 1902.

Schrader Fr. Ch., Spencer A.: The geology and mineral resources of a portion of the Copper River District, Alaska. — Dep. of the interior Un. States geol. Survey. 1901.

Schwab Franz: Bericht über die Erdbebenbeobachtungen in Kremsmünster im Jahre 1901. — Mitt. d. Erdbeben-Komm. d. k. Ak. d. Wiss. Wien. Neue Folge, Bd. XII, 1902.

Wähner Fr. Dr.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal, ein Typus alpinen Gebirgsbaues. I. — Fr. Deuticke, Wien 1903.

Zimmermann E.: Zur Kenntnis und Erkenntnis der metamorphischen Gebiete von Blatt Hirschberg und Gefell. — Jahrb. d. kön. preuß. geol. Landesanst. u. Bergak. Bd. XXII, Nr. 3, 1902.

Beck R.: Friedrich August Frenzel †. — Zentralbl. f. Miner., Geol. u. Paläont., pag. 641—646, 1902.

Neue Bücher.

Quantitative Classification of Igneous Rocks based on chemical and mineral charakters, with a systematical nomenclature by Whitman Cross, Joseph P. Iddings, Louis V. Pirsson, Henry S. Washington. With an introductory review of the development of systematic petrography in the nineteenth century by Whitman Cross. The University of Chicago Press Chicago, William Wesley & son, London, 1903. 286 Seiten. Oktav mit zahlzahlreichen Tabellen.

Dieses Werk wird nicht verfehlen, in den beteiligten Kreisen einiges Aufsehen zu machen. Es beansprucht nicht mehr und nicht weniger als eine vollständige Umgestaltung der petrographischen Systematik und Nomenklatur unter Verzicht auf den Anschluß an das historisch Gewordene.

Die einleitende Übersicht der Entwicklung der petrographischen Systematik im 19. Jahrhundert von Whitman Cross geht aus von einer wichtigen Unterscheidung: Petrologie und Petrographie. Erstere die Wissenschaft von den Gesteinen im allgemeinsten Sinn, letztere ihre systematische Klassifikation. Daß jene

Digitized by Google

andere Unterscheidungen zu machen hat als diese wird hervorgehoben, nur die Systematik der deskriptiven Petrographie soll den Autor beschäftigen.

Von diesem Gesichtspunkte aus werden die Anforderungen an eine brauchbare Systematik der Gesteine aufgestellt und in eingehender Darstellung ältere und neuere Klassifikationsversuche geprüft und kritisiert. Diese Einleitung ist lehrreich und gut geschrieben und wird von jedem, der sich für die Entwicklung der Gesteinssystematik interessiert, mit Nutzen gelesen werden. Aufgefallen ist dem Berichterstatter nur, daß die von Rosenbusch seit der 3. Auflage der Physiographie mit steigender Prägnanz befürwortete Unterscheidung der granitodioritischen und gabbroperidoditischen Magmen einerseits, der fojaitisch-theralithischen Magmen andererseits nicht mit einem Wort erwähnt ist. Und doch ist nach des Berichterstatters Überzeugung hier der Anstoß zu sehr wichtigen klassifikatorischen Neuerungen gegeben, von denen man sich ein höheres Maß von Erfolg versprechen kann, als es den im zweiten Teile des vorliegenden Werkes vorgeschlagenen Reformvorschlägen beschieden sein dürfte.

Der zweite, nahezu 200 Seiten umfassende Teil des Werkes entwickelt nun die quantitative Klassifikation der Erstarrungsgesteine. Folgende Gesichtspunkte werden von den Verfassern festgehalten:

1. Grundlage der Systematik ist die chemische Zusammensetzung. Unterschiede des Mineralgehaltes, der Struktur kommen erst in zweiter Linie in Betracht. Insbesondere die letztere wird durch gewisse, im Anschluß an allgemein angenommene Texturnamen von den Autoren aufgestellte Praefixe ausgedrückt.

2. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins wird dargestellt durch die Gewichtsverhältnisse von gewissen, von den Autoren ausgewählten „Standard"-Mineralen. Sie kann aus der chemischen Analyse, unter Umständen auch aus der mikroskopischen Analyse abgeleitet werden. Als solche Standardminerale werden anerkannt: I. Quarz, Zirkon, Korund, die Feldspate, die Feldspatvertreter und die Minerale der Sodalithgruppe. Diese Gruppe heißt die Gruppe der salischen Minerale (Si und Al). II. Die einfachen Pyroxene, Olivin, Akermannit, die Eisenerze, Titanit, Perowskit, Rutil, Apatit, Fluorit, Calcit, Pyrit. Gruppe II heißt die femischen Minerale (Fe und Mg). Ausgeschlossen sind: Al-haltige Augite, Hornblenden, Glimmer, Granat etc., welche Al und Fe oder Mg enthalten (Alferrische Minerale).

3. Bei der Bildung der Abteilungen des Systems kommt das Gewichtsverhältnis der Standardminerale in Betracht, so zwar, daß immer nur je zwei Gruppen von Stoffen verglichen und fünf Abteilungen gebildet werden, je nachdem von den verglichenen Stoffen (A und B) 1. A bis zum Verschwinden von B allein herrscht; 2. A über B vorherrscht; 3. A und B gleichstark vertreten sind; 4. B vorherrscht; 5. B allein herrscht. Alleinherrschaft wird durch das Praefix per, Vorherrschaft durch do, dom ausgedrückt, Gleichgewicht durch Kombination der beiden Stoffnamen. So werden nach dem Gewichtsverhältnis von salischen und femischen Standardmineralen zunächst fünf Klassen gebildet: Persalane, Dosalane, Salfemane, Dofemane, Perfemane.

Innerhalb jeder Klasse werden weiter Ordnung, Rang und Grad als einander untergeordnete Abteilungen unterschieden, und zwar Ordnungen nach dem Mengenverhältnis von Quarz zu Feldspaten und zu Feldspatvertretern bei den ersten 3 Klassen, nach dem Verhältnis der Pyroxen- und Olivinmengen zu den metallischen Mineralen „M" in den zwei letzten Klassen.

Digitized by Google

In ähnlicher Weise werden die „Rangs“ nach dem chemischen Charakter der Basen in den vorherrschenden Mineralen jeder Klasse gebildet (also z. B. nach dem Verhältnis von Alkalien zu Kalk in der Klasse der Persalane, nach dem Verhältnis Ca + Mg + Fe : Na und dem Verhältnis der zuerstgenannten untereinander bei den Dofemanen und Perfemanen).

Die letzte Abteilung: Grad erfolgt nach dem Mengenverhältnis der Basen jener Standardminerale, welche in der betreffenden Klasse untergeordnet auftreten.

Die Einschaltung von Subklassen, Subordnungen, Subrangs, Subgrad, ferner von Sektionen an beliebigen Stellen des Schemas gibt dem Rahmenwerk die notwendige Elastizität, um allen Anforderungen gerecht zu werden.

Zur Benennung werden für Klasse, Ordnung, Rang und Grad die Konsonanten-Endigungen n, r, s, t verwendet, und zwar für Klasse mit a, für Subklasse mit o verbunden u. s. w. Die fünf Hauptklassen erhalten die oben angeführten rationellen Namen. Zur Bezeichnung der Ordnungen und Ränge werden Namen gebildet, bestehend aus einer von einem Ländernamen oder einer Lokalität genommenen Wurzel und der betreffenden Endigung, z. B. Germanare, Monzonase etc.

Die in Gewichtsmengen der Standardminerale ausgedrückte mineralische Zusammensetzung heißt Norm. Die tatsächliche Mineralzusammensetzung Modus. Gesteine, deren Modus mit der Norm übereinstimmt, heißen normative. Häufiger werden wohl jene Gesteine sein, bei welchen diese Übereinstimmung nicht vorhanden ist. Sie heißen abnormativ. Die Minerale, welche die Abweichung von der Norm bedingen, heißen kritische Minerale. Die wichtigsten, häufigsten „alferrischen“ Gemengteile: Glimmer, Hornblenden, Augite, gehören darunter. Es wird vorgeschlagen, in diesem Fall den Namen der kritischen Minerale dem magmatischen Gesteinsnamen vorzusetzen, z. B. Hornblende-Monzonase.

Sehr interessant und eine Fülle von wichtigen Momenten hervorhebend sind die Anweisungen zur Berechnung der Standardzusammensetzung aus der Bausch-Analyse.

An einer Anzahl von Beispielen wird die Berechnung und Einreihung ins System gezeigt. Zahlreiche Tabellen sind beigegeben, welche die Berechnung der Molekularverhältnisse aus den Gewichten und umgekehrt erleichtern. Um die Beurteilung der „alferrischen“ Minerale zu ermöglichen, sind recht vollständige Zusammenstellungen von Analysen gesteinsbildender Glimmer, Hornblenden, Augite und der sie enthaltenden Gesteine gegeben.

Ein Glossar gibt eine rasche Übersicht der von den Verfassern vorgeschlagenen neuen Termini.

Im ganzen kann Referent nicht zurückhalten mit der aufrichtigen Anerkennung einer ganz gewaltigen geistigen Arbeit, welche zu einer streng logischen Klassifikation der Gesteine auf chemischer Basis geführt hat. Allerdings aber ist auch aus der Ansicht kein Hehl zu machen, daß die vorgeschlagene Systematik sehr weit entfernt ist von einem natürlichen System der Gesteine und mehr einer wohlgeordneten Registratur gleicht.

Vielleicht ist es aber notwendig, daß die Petrographie auch durch dieses etwas an trockene Wüstenstrecken erinnernde Stadium durch muß, bevor sie das gelobte Land einer befriedigenden Systematik erreicht. F. Becke.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

Digitized by Google

XI. Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes.

Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine.[1])

Von **F. Becke.**

(Hiezu eine Doppeltafel II, 2 Tabellen, 10 Textfiguren.)

Inhaltsverzeichnis.

Einleitung 209
Geometrische Grundlagen der Dreiecksprojektion 212
Das Osannsche Dreieck 214
Die *Si*-Ordinate 216
Chemische Unterschiede 217
Der höhere *Si*- und *Al*-Gehalt der Andesgesteine 217
Der Alkaligehalt der Andes- und Mittelgebirgsgesteine 223
Mineralogische Unterschiede 227
Feldspatvertreter 227
Pyroxene 228
Feldspate 231
Feldspate der Andesgesteine 232
„ „ Mittelgebirgsgesteine 236
Gang der Differentiation 238
Jüngste Differentiationsprodukte und Stellung des Trachyts 241
Unterschied im Gang der Differentiation bei den Mittelgebirgs- und den Andesgesteinen 243
Die Andesgesteine reicher an leichten Elementen 244
Die pazifische und atlantische Sippe der Eruptivgesteine 248
Verzeichnis der Analysen 250
Verzeichnis d. Analysen u. Beobachtungen an Plagioklasen im Mittelgebirge 251
Andesgebiet 259
Tabelle der Atomzahlen der benützten Analysen 260

Einleitung.

Seit einer Reihe von Jahren erscheinen in diesen Mitteilungen die sorgfältigen und gründlichen Arbeiten von Prof. J. E. Hibsch über das böhmische Mittelgebirge, die in Gang gebracht zu haben ein unvergängliches Verdienst der Gesellschaft zur Förderung deutscher

[1]) Die Grundgedanken dieser Arbeit wurden am 22. September 1902 in einem Vortrag vor der mineralogisch-geologischen Sektion der Tagung deutscher Naturforscher und Ärzte in Karlsbad dargelegt.

Digitized by Google

Wissenschaft, Kunst und Literatur in Böhmen zu Prag ist. Dank diesen unermüdlichen Forschungen gehört das böhmische Mittelgebirge gegenwärtig zu den am besten bekannten Eruptivgebieten Mittel-Europas.

Dieser Umstand mag es rechtfertigen, wenn die auf diesem Gebiete bis jetzt gewonnenen Erfahrungen in Bezug auf den gesetzmäßigen Zusammenhang der chemischen und mineralogischen Zusammensetzung einer Prüfung unterzogen werden.

Vor allem kam es mir darauf an, zu untersuchen, ob sich solche Eigentümlichkeiten bei allen Gesteinen unseres Eruptivgebietes herausfinden lassen, durch welche es sich von anderen Gebieten unterscheidet.

Daß solche Unterschiede vorhanden seien, daß insbesondere eine tiefgreifende Verschiedenheit unser Gebiet von dem geologisch ungefähr gleichalterigen ungarisch-siebenbürgischen Eruptivgebiet trennt, ist längst bekannt. Judd[1]) hat in einer interessanten Studie darauf hingewiesen.

Der Weg, den wir sonach zu gehen haben, ist der des Vergleiches. Wir wollen nachsehen, ob sich zunächst durchgreifende chemische Unterschiede nachweisen lassen, welche die Gesamtheit der Mittelgebirgsgesteine unterscheiden von anderen Eruptivgebieten, und wir wollen dann weiter nachsehen, ob diesen chemischen Unterschieden auch solche der mineralogischen Zusammensetzung entsprechen, und ob diese sich als die notwendigen Folgen jener verstehen lassen.

Es wäre naheliegend, als Vergleichsobjekt das ungarisch-siebenbürgische Eruptivgebiet zu wählen, das durch die Arbeiten der geologischen Reichsanstalt, die lange Jahre fortgesetzten Untersuchungen Doelters und die Forschungen der ungarischen Geologen aufgeschlossen ist. Ich habe es aber vorgezogen, das Andes-Gebiet zum Vergleich heranzuziehen, dessen petrographische Charakteristik insbesondere durch die Arbeiten von Küch, Iddings und anderer in neuerer Zeit in vortrefflicher Weise gezeichnet wurde, und, wie der Vergleich selbst mich gelehrt hat, ein klareres, durchsichtigeres Bild liefert, als das übrigens nahe verwandte, man könnte fast sagen, identische Gebiet von Ungarn und Siebenbürgen. Ein Verzeichnis der zur Charakterisierung beider Gebiete benützten Analysen findet sich am Schluß der Arbeit.

[1]) On the ancient volcano of the district of Schemnitz, Hungary. Quarterly Journal. Geol. Soc. 1876, 303.

Digitized by Google

Die beiden Gesteinsreihen, deren chemisch-mineralogische Beziehungen im nachstehenden zu skizzieren versucht werden, sind die Vertreter weit verbreiteter Typen unter den Eruptivgebieten der Erde. Sie decken sich im großen und ganzen mit den beiden von Rosenbusch aufgestellten Reihen: der granito-dioritischen und der foyaitisch-theralithischen; ihre charakteristischen Verschiedenheiten sind den tieferblickenden Petrographen seit langer Zeit bekannt und schon öfter betont worden. Es ist die Absicht dieses Aufsatzes, die Wichtigkeit und die systematische Bedeutung der Unterscheidung dieser Reihen im Anschluß an frühere Autoren nachdrücklich hervorzuheben. Daß dies keine überflüssige Arbeit ist, wird wohl deutlich dargetan dadurch, daß die neueren Versuche, die Systematik der Eruptivgesteine auf chemische Grundlage zu stellen, die hier betonten Unterschiede nicht benutzen. In einer sonst sehr lesenswerten Abhandlung über die Systematik der Gesteine von Cross[1]) wird sogar diese Unterscheidung gar nicht erwähnt.

Und in dem jüngsten Versuch amerikanischer Petrographen, die Systematik der Eruptiv-Gesteine zu reformieren und eine ganz neue rationelle Nomenklatur der Gesteine aufzustellen[2]), wird ausdrücklich abgelehnt, auf die Verschiedenheit geologisch zusammengehöriger Eruptivgebiete bei dem Aufbau des petrographischen Systems Rücksicht zu nehmen.

Die Übersicht über die chemische Zusammensetzung einer Reihe von Gesteinen zu geben ist immer eine etwas schwierige Aufgabe. Selbst wenn man absieht von den in kleinen Mengen auftretenden Stoffen und sich auf die „sieben petrographischen Elemente" beschränkt, hat man die Verhältnisse und Änderungen von sieben Größen gleichzeitig zu überblicken. Die Aufgabe drängt zur gruppenweisen Zusammenfassung und zur graphischen Darstellung. Diese ist auch in mannigfacher Weise herangezogen worden.

In der Ebene lassen sich die Mengenverhältnisse von drei Substanzen zur Darstellung bringen. Besteht ein Gemenge aus drei Stoffen, so lassen sich die Mengenverhältnisse dieser Stoffe darstellen durch die Punkte eines gleichseitigen Dreiecks derart, daß jedem möglichen Mengenverhältnis der drei Stoffe ein Punkt des Dreiecks zugeordnet wird.

[1]) Journal of Geolgy, X, 331 und 451.

[2]) Cross, Iddings, Pirron, Washington: Quantitative Classification of Igneons Rocks. Chicago 1903.

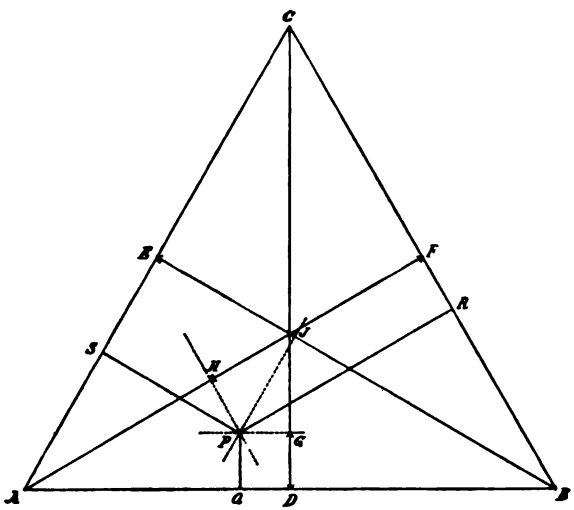
Digitized by Google

Geometrische Grundlagen der Dreieck-Projektion.[1])

Diese Zuordnung beruht auf einer geometrischen Eigenschaft des gleichseitigen Dreiecks, wonach die Summe der Normalabstände eines Punktes innerhalb des Dreieckes von den drei Seiten gleich der Höhe des gleichseitigen Dreieckes ist.

Sei ABC das gleichseitige Dreieck, P ein Punkt im Innern; PQ, PR, PS die Normalen auf die Seiten, CD die Höhe. Man ziehe PA, PB, PC. Die Summe der Flächen ABP, BCP, CAP ist gleich

Fig. 1.



der Fläche ABC, oder: $\frac{1}{2} AB.PQ + \frac{1}{2} BC.PR + \frac{1}{2} CA.PS = \frac{1}{2} AB.CD$. Hieraus folgt aber $PQ + PR + PS = CD$.

Sind nun irgend drei Größen a, b, c gegeben, deren Summe $a + b + c = s$, so kann man auf folgendem Wege den Punkt im Dreieck konstruieren, der dem Verhältnis $a:b:c$ zugeordnet ist. Sei das Dreieck wieder ABC; man setzt a/s proportional dem Abstand des zu suchenden Punktes von BC, b/s zum Abstand von AC, c/s

[1]) H. O. Lang, Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Diese Mitt. XIII, 160, 1892. — F. Becke, Gesteine der Columbretes. Diese Mitt. XVI, 315, 1896. — W. C. Brögger, Die Eruptionsfolge der triadischen Eruptivgesteine bei Predazzo in Südtirol. 1895. — A. Osann, Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Diese Mitt. XIX, 351, 1900.

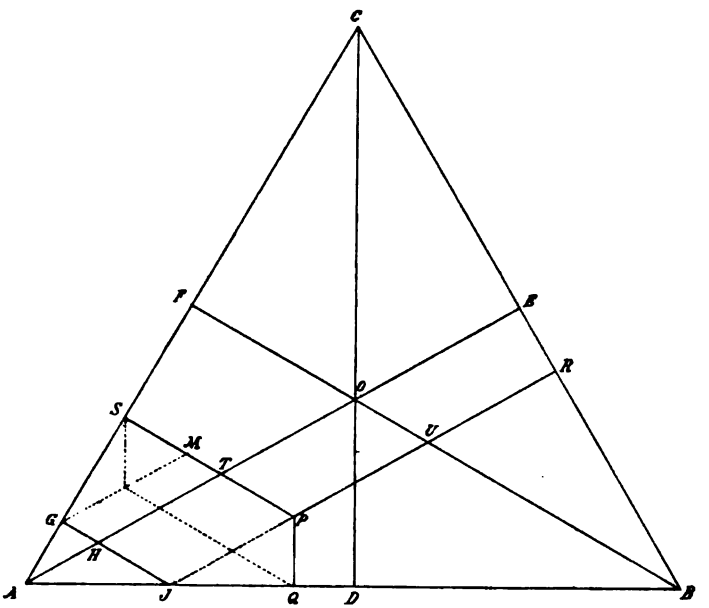
Digitized by Google

zum Abstand von AB. Auf den drei Höhenlinien des Dreieckes werden die Strecken $FH = h\,a/s$, $EJ = h\,b/s$, $DG = h\,c/s$ von den Seiten ab aufgetragen, wobei h die Maßzahl für die Höhe des Dreieckes ABC darstellt.

Zieht man durch die Endpunkte dieser Strecken Parallele zu den Seiten, auf denen die Strecken senkrecht stehen, so schneiden sich diese in dem gesuchten Punkt P.[1])

[1]) Die hier mitgeteilte Form der Zuordnung der Punkte eines gleichseitigen Dreiecks zu dem Verhältnis dreier Größen ist seit längerer Zeit bei den Chemikern

Fig. 2.



in Gebrauch. (Vergl. Ostwald, Lehrbuch Allg. Chem., II. Bd., 2. T., 984, ferner Williard Gibbs, Thermodynam. Studien, 141, 1892.) Sie ist ferner den Physikern wohlbekannt, z. B. zur Darstellung eines Farbeneindrucks durch Mischung dreier Grundempfindungen. (Vergl. Franz Exner, Sitzungsber. kais. Akademie d. Wissensch. Wien, CXI., IIa, 871, 1901.) Wahrscheinlich unabhängig hievon wurde sie auch von Herrn D'Ans in Darmstadt beim Studium der Osannschen Arbeiten gefunden, wie mir Herr A. Osann mitteilte. Sie ist wesentlich einfacher als die seinerzeit von mir angegebene, welche auf einen Satz von Goldschmidt zurückgeht. Hiebei wird die Lage des gesuchten Punktes bezogen auf ein Koordinatensystem, dessen Nullpunkt mit dem Mittelpunkt des gleichseitigen Dreiecks zusammenfällt und dessen Achsen nach den Eckpunkten des Dreiecks gerichtet sind; laufen die Achsen nach

Digitized by Google

Das Osannsche Dreieck.

Eine sehr brauchbare erste Übersicht gibt jene Gruppierung der Molekularzahlen, welche von Osann l. c. vorgeschlagen wurde. Sie

---

den Eckpunkten A und B, so ist die Lage des Punktes P gegeben durch die Koordinaten $(a—c)/s$ und $(b—c)/s$, wobei die Maßeinheit nicht wie oben durch die Höhe h des Dreieckes, sondern durch den Abstand des Dreieckmittelpunktes von dem Eckpunkt, also $^2/_3\ h$ dargestellt wird.

Daß beide Vorschriften für ein gegebenes Verhältnis $a:b:c$ zum selben Punkt P führen, lehrt die beistehende Fig. 2, S. 213.

Hier ist für ein gegebenes Verhältnis $a\,b\,c$ $PR = \frac{a}{s}$, $PS = \frac{b}{s}$, $PQ = \frac{c}{s}$.

Die Koordinatenachsen nach der älteren Vorschrift sind OA und OB, die dort aufzutragenden Koordinaten OT und OU sind proportional $\frac{a-c}{s}$, $\frac{b-c}{s}$.

Es ist zu zeigen, daß $OU = {}^2/_3$ von $PS—PQ$, $OT = {}^2/_3$ von $PR—PQ$.

Zieht man die in der Figur punktierten Hilfslinien parallel mit den Höhenlinien, so findet man leicht, daß $MP = PS—MS = PS—PQ$. Denkt man sich MP parallel verschoben nach GJ, so überzeugt man sich, daß die Abschnitte HJ und GJ proportional OB und FB sind, also $HJ = {}^2/_3\ GJ$. HJ ist aber gleich der Koordinate OU.

Die von Osann gegebene Vorschrift unterscheidet sich von meiner älteren nur dadurch, daß das Verhältnis der drei gegebenen Größen (A, C, F bei Osann) von vornherein auf eine konstante Summe umgerechnet wird ($a + c + f = 20$), welche gleich ist der Zahl der Maßeinheiten der Koordinatenachsen OA und OB.

Verwendet man das von Goldschmidt angegebene und im k. k. militärgeographischen Institut in Wien hergestellte Dreieck-Koordinatenpapier, so empfiehlt sich, diese Umrechnung auf die Summe 30 vorzunehmen, wenn man die Projektionsbilder in derselben Größe herstellen will, wie sie Osann in seinen Arbeiten gibt.

Für Textbilder sind diese Figuren zu groß. Es wird namentlich zur Darstellung einiger weniger Analysenörter öfter erwünscht sein, auch Figuren in kleinerem Maßstab zu zeichnen.

Aus diesem Grunde scheint es am zweckmäßigsten, die drei verglichenen Größen auf die Summe 1 (oder 10 oder 100) zu berechnen. Man kann dann nach Multiplikation mit der Maßzahl der Höhe des benutzten Dreiecks die entsprechenden Strecken unmittelbar unter Benutzung des Dreieckpapieres auftragen.

Außerdem ist es dann sehr leicht, den Vergleich mit den Zahlen von Osann anzustellen. Die auf die Summe 10 berechneten Verhältniszahlen werden durch Verdoppelung in die Osannschen Zahlen a, c, f übergeführt.

Anstatt des Dreieck-Koordinaten-Papieres läßt sich auch gewöhnliches Millimeterpapier verwenden. Das gleichseitige Dreieck wandelt sich in ein gleichschenkliges, zwei Größen werden dann direkt an den Koordinaten des Papiers aufgetragen, die dritte Koordinate entspricht der Diagonale.

Zur Darstellung des Verhältnisses irgend zweier Stoffe zur Summe aller übrigen, wobei dann diese an der Diagonale des Koordinatenkreuzes abgelesen

Digitized by Google

ist aus der Kerntheorie von Rosenbusch herausgewachsen und stellt sich als eine Modifikation derselben dar, wobei von dem SiO_2-Gehalt zunächst abgesehen wird. Die Molekulargruppen, die in Betracht gezogen werden, sind folgende:

Ausgangspunkt sind die Alkalien. Mit der äquivalenten Menge von Tonerde vereinigt, geben sie die Zahl A = Anzahl der Molekelgruppen $K_2O . Al_2O_3 + Na_2O . Al_2O_3$. Bleibt danach noch Tonerde übrig, so wird sie mit CaO verbunden zur Zahl C = Zahl der Molekelgruppen $CaO . Al_2O_3$. Der Rest von CaO mit FeO, MgO zusammen bildet die Zahl F = Zahl der Molekel $CaO + MgO + FeO . Fe_2O_3$ wird in FeO umgerechnet.

Reicht Al_2O_3 nicht aus, um die Gesamtmenge der Alkalien zu binden, so wird der Rest der Alkalien mit Fe_2O_3 verbunden zu A gerechnet. Solche Gesteine fallen mit ihren Analysenörtern auf die Linie AF. Bleibt nach Verrechnung der Tonerde auf Alkalien und Kalk noch Al_2O_3 übrig, so rechnet Osann eine äquivalente MgO-Menge in die Molekulgruppe C. Dies vermeide ich und gebe in solchen Fällen den Tonerdeüberschuß besonders an.

Die drei Molekelgruppen ACF auf die Summe 20 umgerechnet geben die drei Vergleichszahlen $a\,c\,f$, die von Osann zur Konstruktion verwendet werden. Die Summe 20 ist der von Osann gewählten Bildgröße und Konstruktionsweise angepaßt. Will man die Bildgröße Osanns beibehalten und die bequemere Konstruktion (Auftragung der verglichenen Größen auf die Höhenlinien) anwenden, so empfiehlt es sich, ACF auf die Summe 30 umzurechnen.

Am besten wäre wohl ACF auf die Summe 1 (oder 10 oder 100) umzurechnen, welche Zahlen dann durch Multiplikation mit der

---

werden kann, werde ich von dieser rechtwinklig verzerrten Dreiecksprojektion öfter Gebrauch machen.

Eine zweite Art rechtwinkliges Koordinatenpapier zu verwenden wurde im Anschluß an das zuerst beschriebene Verfahren von mir in der Arbeit über Columbretes angegeben.

Die von Iddings benutzte graphische Darstellung ist eigentlich identisch mit der verzerrten Dreieckprojektion. Die drei verglichenen Größen sind: die Molekularzahl für SiO_2, die Molekularzahl für ein Oxyd, z. B. Al_2O_3 und die Summe der Molekularzahlen aller übrigen Oxyde. Dabei ist allerdings die Dimension des Projektionsdreiecks nicht konstant, sondern ändert sich — allerdings, wie Rosenbusch gezeigt hat, in engen Grenzen — mit der Summe der Molekularzahlen.

Digitized by Google

Maßzahl für die Höhe des gewählten Dreiecks unmittelbar die aufzutragenden Strecken geben.

Die Si-Ordinate.

Bei der Eintragung des Analysenortes wird zunächst von dem *Si*-Gehalt abgesehen. Je nach der Höhe desselben kann aus *F* entweder das Pyroxensilikat $RSiO_3$ oder das Olivinsilikat R_2SiO_4, aus *A* entweder die Feldspatmolekel $R'_2Al_2Si_6O_{16}$ oder bei geringerem *Si*-Gehalt die Leuzitmolekel $R'_2Al_2Si_4O_{12}$ oder die Nephelinmolekel $R'_2Al_2Si_2O_8$ entstehen. Aus *C* wird unter allen Umständen die Anorthitmolekel $CaAl_2Si_2O_8$. Ist der Gehalt an *Si* größer als die *Si*-reichsten Verbindungen von *A C F* erfordern, so führt das zu *Si*-Überschuß, zur Bildung von Quarz, Tridymit oder SiO_2-reichem Glas. Sinken unter die Sättigungsgrenze bedeutet Bildung von Olivinsilikat oder von Feldspatvertretern oder Ausscheidung freier Oxyde. Für jeden Punkt des Osannschen Dreieckes läßt sich die Höhe der zugehörigen *Si*-Ordinate, welche der Sättigung entspricht, voraus berechnen. Am einfachsten ergibt sich diese Zahl aus den auf 100 berechneten Metallatomzahlen nach Rosenbusch. Für den Eckpunkt *A* ist die Höhe der Sättigungsordinate für *Si* der Formel $R'_2Al_2Si_6$ entsprechend 60 Prozent. Für *F* entsprechend $R''Si$ 50, für *C* entsprechend der Formel $CaAl_2Si_2$ 40. Für die Mitte $R'_2Al_2Si_6 + R''Si + CaAl_2Si_2$ (9/17) = 52·9. Die Sättigungsordinaten des *Si* erfüllen eine stetige gebogene Fläche, die sich nach oben konvex von ihrem Höhenpunkte in *A* nach *F* und *C* senkt.

Zur Darstellung der *Si*-Ordinaten wäre eigentlich ein körperliches Modell erforderlich. Es gibt aber schon eine Projektion auf eine Vertikalebene einen guten Überblick. Osann legt die Vertikalebene durch *A* und den Mittelpunkt. Dann sind die Abszissen direkt der Größe *a* proportional. Zweckmäßiger ist für viele Fälle die Vertikalebene durch *A F* zu legen.

Die Abszissen sind dann proportional *a—f*, der 0-Punkt der Abszissen liegt in der Mitte des unteren Randes der Vertikalebene.

Die angehängten Tabellen geben die benützten Analysen und zwar Tabelle I die auf 100 berechneten Atomzahlen und die Osannschen Größen *a c f* von 41 Analysen von Gesteinen des Mittelgebirges. Tabelle II dieselben Größen von 27 Analysen von Gesteinen der Andes und von Nordamerika.

Digitized by Google

Die Tafel II gibt die Analysenörter im Osannschen Dreieck und die *Si*-Ordinaten auf die Vertikalebene *A F* projiziert. Die schwarzen Zeichen beziehen sich auf die Mittelgebirgsgesteine, die roten auf die Andesgesteine.

Diese Daten sollen nun als Grundlage für den anzustellenden Vergleich dienen.

Chemische Unterschiede.

Der höhere Si- und Al-Gehalt der Andesgesteine.

Vergleicht man nun die beiden Darstellungen, so sieht man, daß die Andesgesteine sich durch höheren *C*-Gehalt und durch höhere *Si*-Zahl von den Mittelgebirgsgesteinen unterscheiden.

Sonst zeigen die beiden Darstellungen viel gemeinsames: Die Anordnung der Analysenpunkte auf einem Streifen, der in der Nähe von *A* anhebt und etwas bogenförmig gegen *F* hinzieht, wiederholt sich da und dort in gleicher Weise. Nur daß in den Andesgesteinen der Bogen sich in seinen mittleren Partien stärker von der Linie *A—F* entfernt und einem zwischen *F* und *C* gelegenen Punkt zustrebt. Auch die *Si*-Ordinaten zeigen einen ähnlichen Verlauf, indem sie sich von größerer Höhe im Beginn des Streifens bei *A* im ganzen gegen *F* absenken.

In Bezug auf diesen Umstand ist hervorzuheben, daß die Unterschiede beider Gebiete in dem an *A* grenzenden Teile des Streifens stärker hervortreten als im *F* genäherten Ende.[1])

Man kann dieses Verhältnis auch zahlenmäßig feststellen, indem man die Mittelwerte von *c* und *Si* bildet, die den Abschnitten der Linie *A—F*, also den Werten *a—f* entsprechen. (Vgl. die Tabelle auf pag. 219 u. Fig. 3.)

Man sieht, daß bei ähnlichen Abszissen *a—f* die Werte *c* und *Si* stets höher sind bei den Andesgesteinen und daß die Werte von *c* klein anfangen, ein Maximum erreichen, um dann wieder abzunehmen, während *Si* anfangs langsam, dann rascher abfällt.

Eine Störung dieses Ganges ist nur am Beginn und am Ende der Reihe der Mittelgebirgsgesteine vorhanden, welche zum Teil in

[1]) Im Anschluß an den Vorschlag amerikanischer Petrographen im Journal of Geology, Bd. X, Nr. 6, pag. 555, kann man das an *A* grenzende Ende das salische, das an *F* angrenzende das femische nennen. Diese Ausdrücke sind bequemer als die ungefähr gleichbedeutenden: leukokrat und melanokrat, sind bezeichnender und schärfer definiert.

Digitized by Google

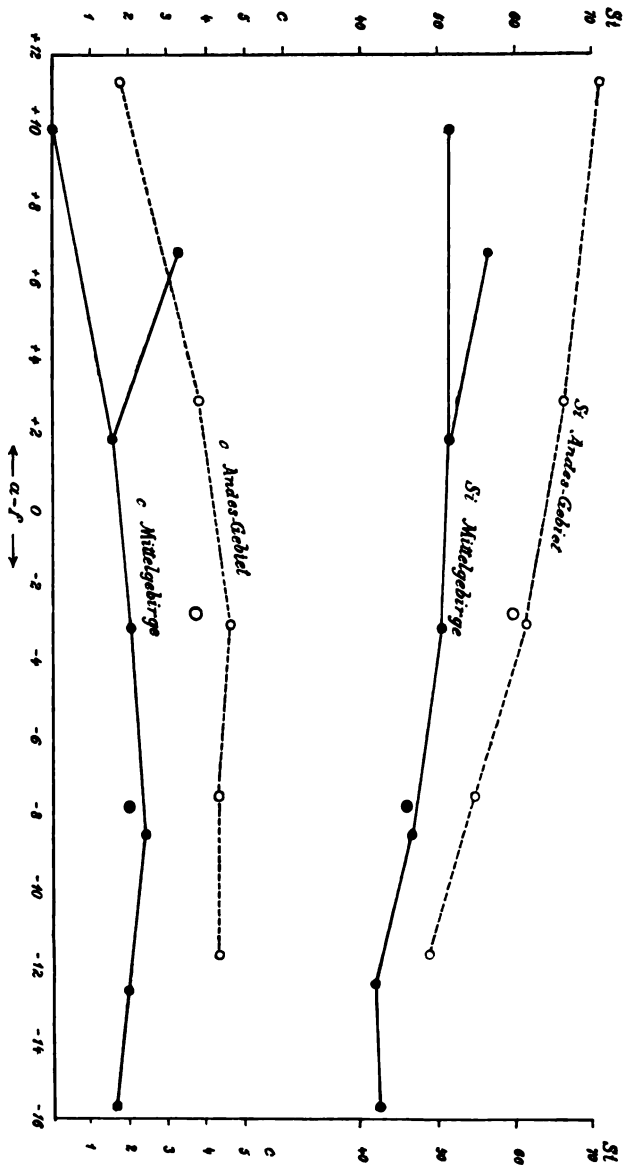


Fig. 8.

der geringen Zahl der dorthin fallenden Analysen, zum Teil auch in anderen Dingen begründet ist.

Digitized by Google

Tabelle: Verhältnis von *a—f* zu *c* und *Si*.

Andesgebiet			Mittelgebirge		
a—f	*c*	*Si*	*a—f*	*c*	*Si*
—	—	—	10·0	—	51·3
11·3	1·8	70·9	6·8	3·3	56·1
2·9	3·8	66·2	1·9	1·6	51·2
— 3·0	4·6	61·0	— 3·1	2·1	50·1
— 7·5	4·3	54·3	— 8·5	2·4	46·4
— 11·7	4·3	48·9	— 12·6	2·0	41·9
—	—	—	— 15·7	1·7	42·7

Beachtenswert sind noch folgende Eigentümlichkeiten: Das ganze Kurvensystem der Mittelgebirgsgesteine erscheint etwas verschoben gegen das der Andesgesteine und zwar in der Richtung gegen *F*. Das Maximum der *c*-Kurve wird in der Reihe der Andesgesteine früher erreicht; es liegt bei den Andesgesteinen ungefähr bei $a—f = —3$, bei den Mittelgebirgsgesteinen bei $—8$.

Dagegen ist der absteigende Ast der *c*-Kurve bei den Andesgesteinen schwächer ausgesprochen als bei den Mittelgebirgsgesteinen. Die *Si*-Ordinaten zeigen bei den Andesgesteinen einen regelmäßiger ausgesprochenen Gang. Bei den Mittelgebirgsgesteinen ist der Unterschied des *Si*-Gehaltes geringer und der Verlauf der Kurve weniger regelmäßig.

Die Verschiebung der Gesamtheit der Mittelgebirgsgesteine gegen *F* hin macht sich auffällig geltend in dem, was man die Dichtigkeit der Besetzung nennen könnte. Auf die verschiedenen Abschnitte der Abszisse *a—f* entfallen folgende Anzahlen der ihnen entsprechenden Gesteine:

Abschnitt der Abszisse *a—f*	Anzahl der Gesteine Mittelgebirge	Andes
$\triangleq 10$	1	3
10 bis 5	2	0
5 bis 0	5	6
0 bis 5	5	6
—5 bis —10	6	8
—10 bis —15	19	4
über —15	3	0
	41	27

Die in den Tabellen aufgeführten Mittelzahlen für *c* und *Si* haben also ein sehr verschiedenes Gewicht. Berechnet man den

Digitized by Google

Schwerpunkt aller Abszissen und Ordinaten unter Berücksichtigung dieses Gewichtes, so erhält man:

	a—f	*c*	*Si*
Mittelgebirge	—7·8	2·0	45·7
Andes	—2·7	3·7	59·5

Es verdient Beachtung, daß die Mittel *c* und *Si* nicht jenen Werten entsprechen, welche bei gleicher Abszisse *a—f* tatsächlich beobachtet sind. Die an diesen Stellen der Abszisse beobachteten Werte liegen durchschnittlich höher.

Die Andesgesteine zeichnen sich also in der ganzen Reihe aus durch höhere Werte von *Si* und höhere Werte von *c*. Dieses Resultat wird nicht beeinträchtigt dadurch, daß man die Mengenverhältnisse, in denen die analysierten Gesteinstypen vorhanden sind, gegenwärtig noch nicht abschätzen kann. Hiedurch würden allerdings die zuletzt angeführten Mittelzahlen etwas verschoben werden; aber ihr gegenseitiges Verhältnis würde nicht verändert, da alle Einzelposten, aus denen das Mittel gezogen wurde, denselben Unterschied zeigen.

Höheres *c* ist aber nach dem Gang der Rechnung nur der Ausdruck für einen relativ größeren Gehalt an *Al*. Und in die eigentliche Wurzel verfolgt, läßt sich der bis jetzt nachgewiesene Unterschied einfach so ausdrücken: Die Andesgesteine sind reicher an *Al* und *Si* als die Mittelgebirgsgesteine.

Wir wollen dieses Verhältnis an der Hand der Tabellen der Atomzahlen einer Prüfung unterziehen, wobei wir aber, um die Vergleichung zu erleichtern, von den Mittelgebirgsgesteinen bloß die Ergußgesteine berücksichtigen wollen. Die Gesteine sollen auch nicht einzeln angeführt werden, sondern in Gruppen zusammengefaßt:

	Mittelgebirge[1])				Andesgebiet		
	Si	*Al*	Rest		*Si*	*Al*	Rest
Trachyt . . .	59·3	19·7	21·0	Rhyolith . .	69·3	14·9	15·8
Phonolith . .	52·1	21·7	26·2	Andesit . .	62·4	17·9	19·7
Phonol.-Tephrit	49·5	21·3	29·2	Dacit . . .	57·0	18·0	25·0
Basalt. Tephrit	46·6	17·6	35·8	Basalt . .	49·9	19·2	30·9
Feldspat-Basalt	41·1	16·2	42·7				
Nephelin-Basalt	36·6	16·9	46·5				

Diese Verhältniszahlen sind in Fig. 4 zur Darstellung gebracht: Man sieht, daß die Mittelzahlen einen regelmäßigen Gang einhalten.

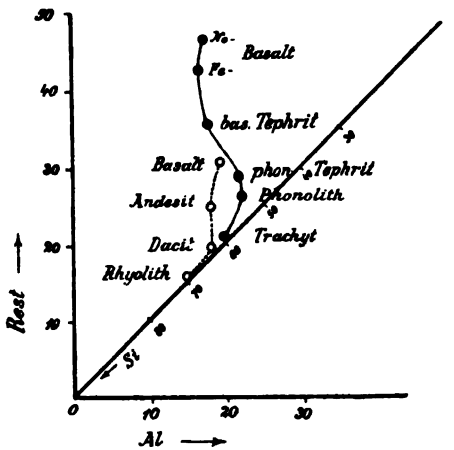
[1]) Das Mittel sämtlicher Basalte gibt *Si* 40·1, *Al* 16·6, Rest 43·3. Das Schwerpunkt-Mittel aller 41 Mittelgebirgsgesteine *Si* 45·6, *Al* 18·3, Rest 36·1. Das Schwerpunkt-Mittel aller Andesgesteine ist: *Si* 59·5, *Al* 17·6, Rest 22·9.

Digitized by Google

Man bemerkt, daß in beiden Reihen der Gehalt an *Al* absolut genommen ziemlich gleich bleibt, daß aber bei den Mittelgebirgsgesteinen der Gehalt an den anderen Basen beträchtlich höher ist, der an *Si* beträchtlich niedriger, wenn man entsprechende Glieder beider Reihen miteinander vergleicht.

Wie sehr infolgedessen das Verhältnis von *Al* zu den anderen Metallen bei den Andesgesteinen größer ist als bei den Mittelgebirgsgesteinen, ergibt sich, wenn man das Verhältnis von *Al* zu den anderen Basen auf gleiche Gesamtmenge berechnet. Hiezu hat man

Fig. 4.



sich nur den ganzen Komplex der Andesgesteine in Fig. 4 derart verschoben zu denken, daß der Schwerpunkt auf denselben Punkt der *Si*-Skala fällt wie der Schwerpunkt der Mittelgebirgsgesteine ($Si = 45{\cdot}6$). Man erhält so Punkte, welche sämtlich rechts von den Analysenörtern der Mittelgebirgsgesteine liegen, einem relativ größeren Gehalt an *Al* entsprechend.

Die Zahlen sind, reduziert auf die Summe $Al + \text{Rest} = 100 - 45{\cdot}6 = 54{\cdot}5$, folgende:

	Al	Rest
Rhyolith . . .	20·0	21·2
Dacit	24·1	26·5
Andesit . . .	24·2	33·7
Basalt	25·8	41·6
Mittel	23·7	30·8

Digitized by Google

Eine andere Form, in der das Verhältnis von *Al* zu den anderen Basen seinen Ausdruck finden kann, ist der Quotient *Al* : Rest. Dieser Aluminium-Quotient beträgt für:

Andesgebiet		Mittelgebirge	
Rhyolith . . .	0·94	Trachyt . . .	0·94
Dacit	0·91	Phonolith . .	0·87
Andesit . . .	0·72	Phon. Tephrit .	0·73
Basalt . . .	0·62	Basalt. Tephrit .	0·49
		Feldspat-Basalt	0·38
		Nephelin-Basalt	0·36

Sehr charakteristisch ist der Gang, welchen die Analysenörter in Fig. 4 erkennen lassen. Die Kurve, die durch die Analysenörter gezogen wird, ist für beide Eruptivgebiete einigermaßen ähnlich und läßt sich so beschreiben: Im Anfangsteil besteht die hauptsächliche Änderung in einer Abnahme des *Si* (Rhyolith-Dacit, Trachyt-Phonolith). Weiterhin ist dann die vorherrschende Änderung Zunahme des „Restes", d. h. der Basen ohne Aluminium.

In beiden Reihen ist ganz zum Schluß wieder stärkere Abnahme des *Si* zu bemerken. Es zeigen sich allerdings auch bemerkenswerte Unterschiede. Bei den Andesgesteinen ist vom Rhyolith bis Basalt eine ständige Zunahme des *Al* zu bemerken, welche nur vom Dacit zum Andesit stark verzögert wird. Bei den Mittelgebirgsgesteinen zeigt sich erst Zunahme, dann Abnahme des *Al*; erst am Schluß nimmt *Al* wieder etwas zu.

Da man hier einwerfen könnte, daß in der Zusammenfassung der Analysen nach Gesteinsgruppen etwas Willkürliches liege, möge das Verhältnis von *Si* : *Al* : Rest noch in anderer Weise geprüft werden.

Wir zerlegen die ganze Reihe der Mittelgebirgsgesteine nach dem *Si*-Gehalt in 5 Abschnitte: *Si* > 55, 55—50, 50—45, 45—40, < 45, und berechnen für diese Gruppen die Mittelwerte von *Si*, *Al*, Rest. Das liefert folgende Tabelle:

Zahl der Gesteine	*Si*	*Al*	Rest
1	59·3	19·7	21·0
9	51·6	20·8	27·6
13	47·2	18·5	34·3
12	42·6	16·3	41·1
6	37·3	17·5	45·2

Digitized by Google

Trägt man diese Zahlen in ein Koordinatensystem ein, so erhält man eine Kurve, welche natürlich mit der oben gezeichneten nicht identisch ist, aber alle charakteristischen Eigentümlichkeiten Zug für Zug wiederholt.

Es muß also wohl in diesem Verhalten sich eine Gesetzmäßigkeit aussprechen, die in der Art der Differenzierung begründet ist. Und es sollte die Aufgabe sein, diesen Vorgängen nachzugehen.

Bevor aber Versuche dieser Art unternommen werden, wollen wir unsere Aufgabe weiter verfolgen und nachforschen, ob sich noch weitere Unterschiede nachweisen lassen, welche nunmehr noch in den Mengenverhältnissen der anderen Stoffe zu suchen sind.

Der Alkaligehalt der Andes- und Mittelgebirgsgesteine.

Da Gesteinsgruppen, wie die im Mittelgebirge vorhandenen, mit ihrem Gehalt an Nephelin, Alkalipyroxen mit Vorliebe als Alkalimagmen bezeichnet werden, so wäre zu vermuten, daß die Mittelgebirgsgesteine durchschnittlich reicher seien an Alkalien als die Andesgesteine. Es mag also untersucht werden, wie sich in beiden Gruppen das Verhältnis von $Na+K$ zu $Fe+Mg+Ca$ und zum Rest, d. i. $Si+Al$ stellt. Und zwar soll die Rechnung wieder doppelt geführt werden, einmal indem das Durchschnittsverhältnis von $Na+K$ zu $Fe+Mg+Ca$ für jene Gesteine bestimmt wird, welche in Bezug auf $Si+Al$ innerhalb derselben Grenzen fallen, und dann, indem die Analysen nach den Gesteinsarten gruppiert werden, wobei im Mittelgebirge wieder nur einige Gruppen Berücksichtigung finden sollen.

Der Vergleich gibt folgendes:

Mittelgebirge.

Analysen, getrennt in Gruppen nach dem Gehalt an $Si+Al$ >75, 75—70, 70—65, 65—60, 60—55, <55:

Zahl der Gesteine	$Si+Al$	$Na+K$	$Fe+Mg+Ca$
2	77·8	16·3	5·9
9	72·2	17·5	10·3
8	66·8	13·6	19·6
6	62·8	11·1	26·1
12	57·3	8·5	34·2
4	53·6	9·0	37·4

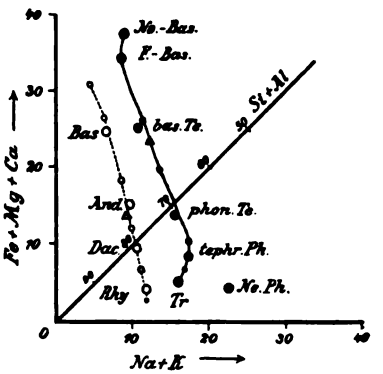
Digitized by Google

Analysen, getrennt nach Gesteinsarten:

	$Si+Al$	$Na+K$	$Fe+Mg+Ca$
Trachyt	79·0	16·0	5·0
Nephelin-Phonolith . .	73·2	22·6	4·2
Tephritischer Phonolith	74·0	17·6	8·4
Phonolithischer Tephrit	70·7	15·5	13·8
Basaltischer Tephrit .	64·2	10·8	25·0
Feldspat-Basalt . . .	57·3	8·6	34·1
Nephelin-Basalt . . .	53·6	9·0	37·4
Schwerpunkt-Mittel . .	64·0	12·2	23·8

In der Figur 5 sind die nach $Si+Al$ getrennten Gruppen durch kleine schwarze Kreise dargestellt und durch eine Linie verbunden.

Fig. 5.



Die Gesteinsarten, durch größere schwarze Kreise dargestellt, decken sich zum Teil mit ihnen.

Für die Andesgesteine ergibt sich folgende Tabelle:

Analysen, getrennt nach dem Gehalt an $Si+Al$ >85, 85—80, 80—75, 75—70, 70—65:

Zahl der Gesteine	$Si+Al$	$Na+K$	$Fe+Mg+Ca$
3	86·0	11·8	2·2
7	82·4	11·0	6·6
6	78·0	10·0	12·0
7	72·9	8·9	18·2
3	67·8	6·1	26·1
1	64·9	4·4	30·8

Digitized by Google

Analysen, getrennt nach Gesteinsarten:

	Si+*Al*	*Na*+*K*	*Fe*+*Mg*+*Ca*
Rhyolith	84·2	11·9	3·9
Dacit	80·3	10·3	9·4
Andesit	75·0	9·8	15·2
Basalt	69·2	6·4	24·4
Schwerpunktmittel . .	77·2	9·4	13·4

Die Eintragung in die Figur erfolgte ähnlich wie bei den Mittelgebirgsgesteinen.

Die Figur lehrt uns deutlich, daß man Unrecht hat, wenn man die Gesamtheit der Mittelgebirgsgesteine als Alkaligesteine bezeichnet. Ja, nicht einmal für die Mehrzahl der unterhalb der Linie *Si*+*Al* liegenden Gesteine ist diese Bezeichnung in höherem Maße statthaft als für die Rhyolithe und einen Teil der Dacite aus der Andesreihe.

Beide Gesteinsreihen umfassen einen an *Si*, *Al* und Alkalien reicheren (salischen) und einen daran ärmeren (femischen) Abschnitt. Der Verlauf der Kurve, längs welcher die Analysenörter angeordnet sind, ist ein ganz ähnlicher, das Schwerpunktmittel der Andesgesteine liegt aber ersichtlich dem Gleichgewicht zwischen Alkalien und den anderen Metallen näher als das der Mittelgebirgsgesteine.

Ein Vergleich des Gehaltes an den beiden Alkalimetallen lehrt folgendes:

Mittelgebirge	*Na*	*K*	Andesgebiet	*Na*	*K*
Trachyt	8·5	7·5	Rhyolith	7·7	4·2
Nephelin-Phonolith	15·9	6·7	Dacit	7·6	2·8
Tephrit. Phonolith.	11·9	5·7	Andesit	7·0	2·8
Phonol. Tephrit .	10·9	4·6	Basalt	5·3	1·2
Basalt. Tephrit .	7·3	3·5			
Basalte (Mittel) .	6·6	1·8			
Schwerpunktmittel [1])	8·5	3·6	Schwerpunktmittel	6·9	2·7

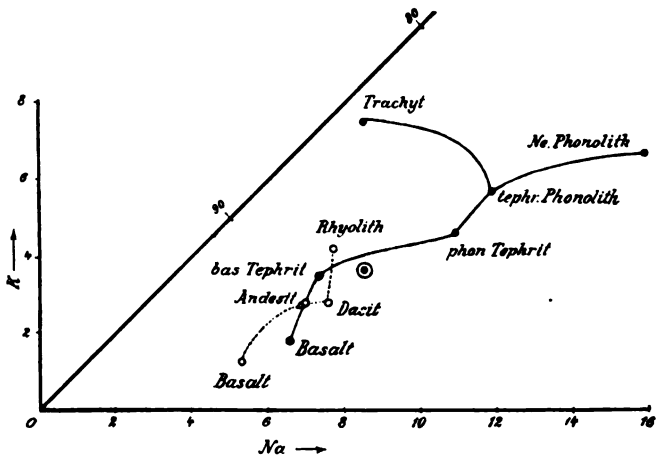
Die Figur 6 erweckt den Eindruck, als ob das Verhältnis zwischen *Na* und *K* in beiden Gruppen nicht wesentlich verschieden wäre. Nur zeigt sich bei den Mittelgebirgsgesteinen am „salischen" Ende der Reihe eine Spaltung in *K* reicheren Trachyt und *Na* reicheren

[1]) Bei diesem Mittel sind alle Analysen von Mittelgebirgsgesteinen berücksichtigt.

Digitized by Google

Phonolith, die bei den Andesgesteinen nicht beobachtet wird, oder vielmehr es ist dort nur der eine, aufsteigende, *K* reichere Ast entwickelt. Dennoch zeigt sich im Schwerpunktmittel, daß die Mittelgebirgsgesteine etwas reicher an *K* sind.[1]) Denkt man sich wieder den Schwerpunkt der Andesgesteine soweit vom 0-Punkt fortgerückt, daß er in eine Linie mit dem Schwerpunkt der Mittelgebirgsgesteine kommt, die Summe $Na+K$ also in beiden gleich wird, so entsprechen den Andesgesteinen: *Na* 8·7, *K* 3·4 gegen *Na* 8·5, *K* 3·6 bei den Mittelgebirgsgesteinen.

Fig. 6.



Es muß zugestanden werden, daß dieser Unterschied klein ist und abhängig von der Art, wie das Mittel bestimmt wird.

Jedenfalls bedingt der Gehalt an *Na* und *K* keinen durchgreifenden Unterschied in den beiden Gesteinsreihen.

Ähnliche Verhältnisse treten auch zutage, wenn die Mengen von *Ca*, *Mg*, *Fe* direkt miteinander verglichen werden. Es lohnt nicht, auf diese Verhältnisse im einzelnen näher einzugehen, doch zeigt sich ein kleines Überwiegen des *Mg* bei den Andesgesteinen.

---

[1]) Auf diesen Umstand wurde schon in der Arbeit über Columbretes, diese Mitt., Bd. XVI, 324, hingewiesen. Vergl. Judd l. c. Viel auffallender ist dieses Überwiegen des *K* im italienischen Eruptivgau.

Digitized by Google

Die bisher gewonnenen Resultate zusammenfassend, können wir sagen: Die Andesgesteine unterscheiden sich von den Mittelgebirgsgesteinen:

1. Durch den höheren Gehalt an *Si*. Dieser Unterschied ist beträchtlicher am salischen als am femischen Ende der beiden nach *a—f* geordneten Reihen.

2. Durch den relativ größeren Gehalt an *Al*, welcher sich bei der Berechnung nach Osann in einem höheren Betrag der Molekelgruppe *C* kundgibt.

Während diese beiden Stoffe beträchtliche Unterschiede zeigen, sind die Mengenverhältnisse der übrigen Stoffe in beiden Gebieten überraschend ähnlich und zeigen in beiden Gebieten ähnliche Veränderungen innerhalb jeder Reihe. Der kleine Überschuß von *Na* über *K*, von *Mg* über *Fe*, der sich bei den Andesgesteinen erkennen läßt, ist verschwindend gering gegenüber den Differenzen innerhalb jeder Gesteinsreihe, und es ist kaum Aussicht vorhanden, daß die nachgewiesenen kleinen Differenzen sich in durchgreifenden Unterschieden der mineralogischen Zusammensetzung verraten werden.

Mineralogische Unterschiede.

Wir wenden uns nun der zu Anfang aufgestellten Aufgabe zu: Gibt es durchgreifende Unterschiede in der mineralogischen Zusammensetzung der beiden Gesteinsreihen, die mit den nachgewiesenen chemischen Differenzen im Einklang stehen?

Feldspatvertreter.

Daß der unter der Sättigungsgrenze bleibende *Si*-Gehalt bei den Mittelgebirgsgesteinen mit Notwendigkeit zur Bildung von Feldspatvertretern führt, liegt so auf der Hand, daß hierüber nicht viel zu sagen ist. Es mag hier nur noch hervorgehoben werden, daß auch der geringe Gehalt an *Al* beteiligt ist an der Ausbildung der Minerale der Sodalithgruppe bei vielen Mittelgebirgsgesteinen.

Die Alkalien, welche nicht genügend *Al* vorfinden, um die normalen Feldspat- oder Feldspatoidmolekel zu bilden, werden genötigt, andere Stoffe, wie Cl, SO_3, zu binden, wodurch der Anlaß gegeben wird zur Bildung der Minerale der Sodalithgruppe. In den Andesgesteinen ist keine Gelegenheit gegeben zur Bildung derartiger Ver-

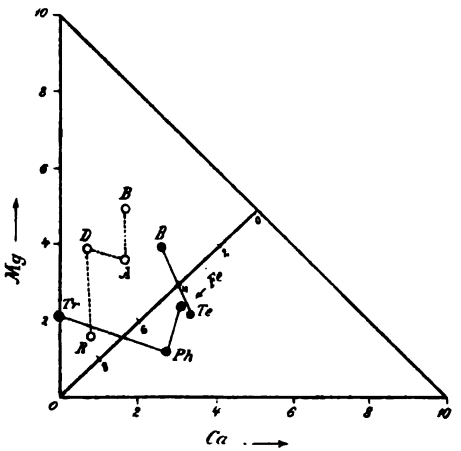
Digitized by Google

bindungen (oder der analogen *Si*reicheren Minerale der Skapolithgruppe), weil hier genügend *Al* vorhanden ist, um das Bindungsbedürfnis der Alkalien zu befriedigen. Hier geht die Gesamtmenge (oder doch fast diese) der Alkalien in die festgefügten Feldspatmolekel ein.

Pyroxene.

Die Bindung größerer *Ca*-Mengen durch die Bildung der Anorthitmolekel *C* bewirkt eine wichtige Verschiebung in den Mengenverhältnissen der in *F* zusammengefaßten Stoffe. Die Zahlen von *Fe*, *Mg* und *Ca* in *F* sind auf die Summe 10 umgerechnet in den Tabellen

Fig. 7.



I und II aufgeführt. Verfolgen wir das Verhältnis von *Fe*: *Mg*: *Ca* an der Hand der Figur 7.

Sie gibt die Verhältnisse von *Fe*: *Mg*: *Ca* in der Molekelgruppe *F* nach folgenden Mittelzahlen:

	Mittelgebirge *Fe* : *Mg* : *Ca*				Andesgebiet *Fe* : *Mg* : *Ca*		
Trachyt . . .	7·9	2·1	0	Rhyolith . . .	7·6	1·6	0·8
Phonolith . . .	6·1	1·2	2·7	Dacit	5·4	3·9	0·7
Phon. Tephrit .	4·5	2·4	3·1	Andesit	4·7	3·6	1·7
Basalt. Tephrit .	4·6	2·1	3·3				
Basalt	3·4	4·0	2·6	Basalt	3·4	4·9	1·7

Digitized by Google

Man sieht, daß am salischen Ende der beiden Reihen das *Fe* über die anderen Stoffe vorherrscht; während aber im Mittelgebirge sehr bald das *Ca* über *Mg* die Oberhand erhält und erst bei den Basalten die Vorherrschaft an das *Mg* abgibt, sehen wir bei den Andesgesteinen auch in den mittleren Gesteinen das *Mg* über *Ca* vorherrschen. Dies ist die Ursache, daß rhombische Pyroxene in den Andesgesteinen eine so wichtige Rolle spielen, während sie in den Gesteinen des Mittelgebirges vollständig fehlen.

Erst in den Basalten tritt auch in den Mittelgebirgsgesteinen das *Mg* an die führende Stelle und damit beginnt das Auftreten des Olivins.

Bemerkenswert erscheint, daß ein sehr großer Gehalt an *Mg* in der Gruppe *F* selbst bei einem die Sättigungsgrenze erreichenden oder überschreitenden *Si*-Gehalt zur Olivinbildung führt, während bei einem Verhältnis $Mg < Ca$ in *F* der *Si*-Gehalt unter dem Sättigungswert bleiben kann, ohne die Bildung von Olivin zur Folge zu haben. Der niedrige *Si*-Gehalt wird dann durch Bildung von Feldspatvertretern ausgeglichen. Daher die sonderbare Erscheinung, daß bei gleicher Abszisse *a—f* mit abnehmendem *Si*-Gehalt zweimal Olivin und zweimal Nephelin zum Vorschein kommt.

Man vergleiche z. B.:

		a—f	*Si*	*c*	Nephelin	Olivin
25	Basalt vom Inskipkrater . . .	12·7	47·6	4·2	.	+
16	Leuzit-Tephrit, Schichenberg .	13·7	45·2	1·8	+	.
20	Feldspatbasalt, Warkotsch . .	13·7	40·5	1·8	.	+
28	Nephelinbasalt, Radobyl . . .	12·8	35·2	2·5	+	+

Die Reihe kann noch nach oben hin fortgesetzt werden und führt dort zu den alkaliarmen Pyroxen-Andesiten (Alboraniten), die abermals olivinfrei sind.

Mittel der Alboranite . . . . *a—f* 12·5 *Si* 50·6

Sind somit die Andesgesteine dadurch ausgezeichnet, daß sie rhombische Pyroxene führen, so sind für die Mittelgebirgsgesteine die Alkalipyroxene charakteristisch.

Ägirin findet sich in den Nephelinphonolithen, Tinguaiten und im Nephelinporphyr. Grüner Ägirinaugit in den tephritischen Phonolithen und in den phonolithischen Tephriten. In letzteren Gesteinen finden sich die durch Kompensation des grünen und violettbraunen

Digitized by Google

Farbentones grauen Augite, die den Übergang zu den violettbraunen Sanduhraugiten der basaltischen Tephrite und der Basalte bilden. Auch diese haben manchmal noch einen äußersten grünen Saum von Ägirin-Augit.

Der Gehalt an Alkalipyroxen hängt damit zusammen, daß nicht genug *Al* vorhanden ist, um alle Alkalien zu sättigen, welche hiedurch zur Verbindung mit *Fe* veranlaßt werden.

Dieses Verhältnis ist augenscheinlich vorhanden bei den Gesteinen, deren Analysenörter auf der Linie *A—F* liegen. Aber auch bei jenen, die der Linie *A—F* nur nahe kommen, finden sich die *Na*-haltigen Pyroxene. Die schematische Verrechnung des *Al* zunächst auf die Alkalien, des Restes auf *Ca* stimmt also nicht mit den Tatsachen.

Das *Ca* vermag einen Anteil von *Al* zu binden, auch wenn der Rest nicht hinreicht, um die Alkalien mit *Al* zu sättigen. Der Rest der Alkalien bildet dann mit *Fe* Alkalipyroxen. Daher treffen wir denn auch selbst in Gesteinen, deren Analysenort auf *A—F* liegt, merkliche Mengen von Kalknatronfeldspaten.

Die monoklinen Pyroxene der Mittelgebirgsgesteine unterscheiden sich in der Tat so auffallend von den monoklinen Augiten der Andesite und Dacite[1]), daß schon ein Augitdurchschnitt oft genug die Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Gruppe erkennen ließe.

Die Unterschiede sind:

Böhmisches Mittelgebirge: Farbe entweder grün oder violettbraun, durch Kompensation manchmal violettgrau. Pleochroismus in der Regel merklich. Auslöschungsschiefe variabel, aber $c\gamma$ immer größer als 45°. Winkel der optischen Achsen sehr variabel, von sehr kleinem $2V\gamma$ bei den eisenreichen violettbraunen Titanaugiten bis zu großen Werten $2V\alpha$ bei Ägirin schwankend. Dispersion der optischen Achse *B* sehr kräftig, der Achse *A* verschwindend, daher auch merkliche Dispersion der Mittellinien. Sehr ausgeprägte Zonenstruktur und Sanduhrstruktur. Krystallform langsäulig oder tafelig nach (100) mit zurücktretendem (010).

---

[1]) Aus eigener Anschauung kenne ich allerdings nur die europäischen Andesit- und Dacit-Pyroxene. Nach den vorliegenden Beschreibungen scheinen aber alle Dacit-Andesitgebiete in Bezug auf die Pyroxene auffallende Übereinstimmung zu zeigen.

Digitized by Google

Andesit-Gebiete. Farbe blaßgrün oder ganz farblos im Dünnschliff. Pleochroismus unmerklich; Auslöschungsschiefe $c\gamma$ meist ca. 45°. Winkel $2V\gamma$ ca. 60°, nicht so variabel. Dispersion der Achse B nicht sehr auffallend, der Mittellinien unmerklich. Zonenstruktur schwächer ausgeprägt, Sanduhrstruktur fehlend. Krystallform kurzsäulig, 100.010.110 im Gleichgewicht.

Leider fehlt es noch sehr an brauchbaren optischen Angaben und chemischen Analysen, um diese Unterschiede ins Detail zu verfolgen.

Feldspate.

Minder auffallend sind die Unterschiede der beiden petrographischen Provinzen in Betreff der Feldspate.

Zunächst ist als bezeichnend hervorzuheben, daß augenscheinlich die Plagioklase quantitativ in den Andesgesteinen eine wichtigere Rolle spielen als in denen aus dem böhmischen Mittelgebirge.

Vor allem gilt dieser Unterschied bezüglich der Feldspatbasalte. Die zum Feldspatbasalt gerechneten Gesteine des böhmischen Mittelgebirges sind grundverschieden von den Hypersthen- und Andesitbasalten der Andesitgebiete. Sie enthalten immer nur sehr wenig Plagioklas, der oft poikilitisch auftritt, oft mit Nephelin vergesellschaftet ist und keineswegs in nennenswerten Mengen auftritt. Diese „Feldspatbasalte“ sollten eigentlich einen anderen Namen erhalten. Es sind ebenso wie die Nephelinbasalte eigentlich „Augitbasalte“ mit spärlichem Feldspat oder Nephelin.

Die Beziehungen zwischen der Mischung der auftretenden Plagioklase und der Zusammensetzung des Gesteins sind keine einfachen.

Zunächst ist klar, daß das Mengenverhältnis der Molekelgruppen A und C in Betracht kommt. Gesteine mit großem Gehalt an C werden reicher an Anorthit, ihre Plagioklase ceteris paribus „basischer“ (nebenbei bemerkt ein ganz irreführender Ausdruck) sein als solche mit kleinem C. Dabei ist zu berücksichtigen, daß die Menge der Anorthitsubstanz nach der Rosenbusch-Osannschen Rechnungsregel zu klein gefunden wird. Auch wenn die Summe der Alkali-Äquivalente größer als die Äquivalentzahl der Tonerde ist, muß das Ca nicht ganz ohne Tonerde bleiben. Die Affinität zwischen Ca und Al ist groß genug, um auch in diesem Falle eine gewisse Menge Anorthitsubstanz zu bilden, die Alkalien werden dann in

Digitized by Google

größerem Ausmaß mit Eisen zusammengehen, um Alkalipyroxen, Alkali-Hornblende, Glimmer etc. zu bilden. Der Beweis hiefür ist dadurch zu erbringen, daß Gesteine, deren Analysenörter auf die Linie *A*—*F* fallen, gleichwohl Plagioklas führen. Vergl. die Angaben pag. 256.

Abgesehen von der Menge der Anorthitsubstanz ist aber die Art der auftretenden Feldspate auch abhängig von dem Verhältnis von *Na* zu *K*. Je mehr *K* vorhanden ist, desto mehr Neigung wird vorhanden sein, Alkalifeldspate zu bilden; dadurch wird in der übrigbleibenden Plagioklasmischung der Albitgehalt vermindert.

Endlich wird noch der *Si*-Gehalt wirksam sein, wenn die Menge des verfügbaren SiO_2 nicht mehr hinreicht, um alle Feldspatbasen zu Feldspatsubstanz zu sättigen.

Wenn *Si* unter dieses Niveau sinkt, wird — wiederum unter sonst gleichen Verhältnissen — in steigendem Maße statt Albitsubstanz Nephelin oder ein anderer Feldspatvertreter gebildet werden und es wird die Zusammensetzung der Plagioklase reicher an Anorthitsubstanz werden. Ein *Si*-Gehalt größer als der Sättigungswert kann auf die Art des Plagioklases keinen Einfluß haben, denn auch die Anorthitmolekel entspricht einer mit *Si* voll gesättigten Verbindung, es ist keine *Ca*-hältige Verbindung mit größerem *Si*-Gehalt bekannt und der Anorthit ist in diesem Sinne ebenso ein saures Mineral wie der Albit.

Feldspate der Andesgesteine.

Innerhalb der Reihe der Andesgesteine sollte man erwarten, daß der Anorthitgehalt der Plagioklase mit der Größe der Abszisse, welche wir für jetzt von *A* bis *F* wachsend ansehen wollen[1]), zunehme und zwar anfangs rascher als später, wenn man den bogenförmigen Verlauf des Analysenstreifens durch das Dreieckfeld *ACF* in Betracht zieht.

In den ersten Abschnitten, wo *A* eine bedeutende Größe erreicht, aber auch nur hier, ist die Begleitung des Plagioklases durch Sanidin zu erwarten.

Die Erfahrung lehrt folgendes: Bei den Rhyolithen erscheinen neben Sanidinen albitreiche Plagioklase, häufig begleitet von Porphyr-

[1]) Der mathematische Ausdruck wäre: $20 - a + f$.

Digitized by Google

quarz, häufig auch von Pseudosphaeruliten, welche aus einer granophyrischen Verwachsung von Alkalifeldspat und Quarz bestehen.

Schon bei den Daciten hören die Sanidineinsprenglinge auf. Der *K*-Gehalt des Gesteins bleibt ganz in der Grundmasse oder wird im Biotit verbraucht. Die Plagioklaseinsprenglinge nehmen rasch an Anorthitgehalt zu. Bei den Andesiten herrscht häufig ausgezeichnete Zonalstruktur mit nach außen abnehmendem Anorthitgehalt.

Die anorthitreichsten Einsprenglinge finden sich nicht am femischen Ende der Reihe, bei den Basalten, sondern bei den *C*- und *F*-reichsten Andesiten. Sobald mit der Ausscheidung von Olivin sich ein basaltisches Gestein entwickelt, nimmt der Anorthitgehalt der Plagioklase eher wieder etwas ab.

Dies braucht nicht die Folge eines im Verhältnis zum Albitgehalt geringeren Gehaltes an Anorthitsubstanz im Gestein zu sein, sondern dürfte eher in einer etwas anderen Krystallisationsfolge begründet sein.

In den Andesiten sind die anorthitreichen Einsprenglinge wenig jünger als die Hypersthene und Augite. Es entwickelt sich stets eine merkliche, oft bedeutende Differenz zwischen dem Anorthitgehalt der Einsprenglinge und der Grundmasse.

Sobald das Gestein deutlich basaltisch wird, beginnt die Ausscheidung mit dem Olivin; die Feldspate kommen in einem größeren Abstande nach, der Unterschied zwischen Einsprengling und Grundmasse verwischt sich und die Zusammensetzung der Feldspate entspricht mehr dem mittleren *C*-Gehalt des Gesamtgesteins.

Diese Ergebnisse scheinen mir aus der Gesamtheit der Erfahrungen zu folgen, die über den Feldspatgehalt der rhyolithischen, dacitischen, andesitischen, basaltischen Gesteine in der Literatur niedergelegt sind.

Sie sollen aber hier noch speziell unterstützt werden durch eine Reihe von Angaben, die sich auf die Bestimmung der Plagioklase in derartigen Gesteinen beziehen (vergl. Fig. 8). Ich habe mich dabei nicht beschränkt auf die Gesteine der speziell in Betracht gezogenen petrographischen Provinz der Anden, sondern habe auch Beobachtungen an anderen petrographisch ähnlichen Gebieten herangezogen.

Für die Andesgesteine standen mir nur Literaturangaben zur Verfügung, mit Ausnahme des Quarzbasaltes vom Cinder Cone.

Digitized by Google

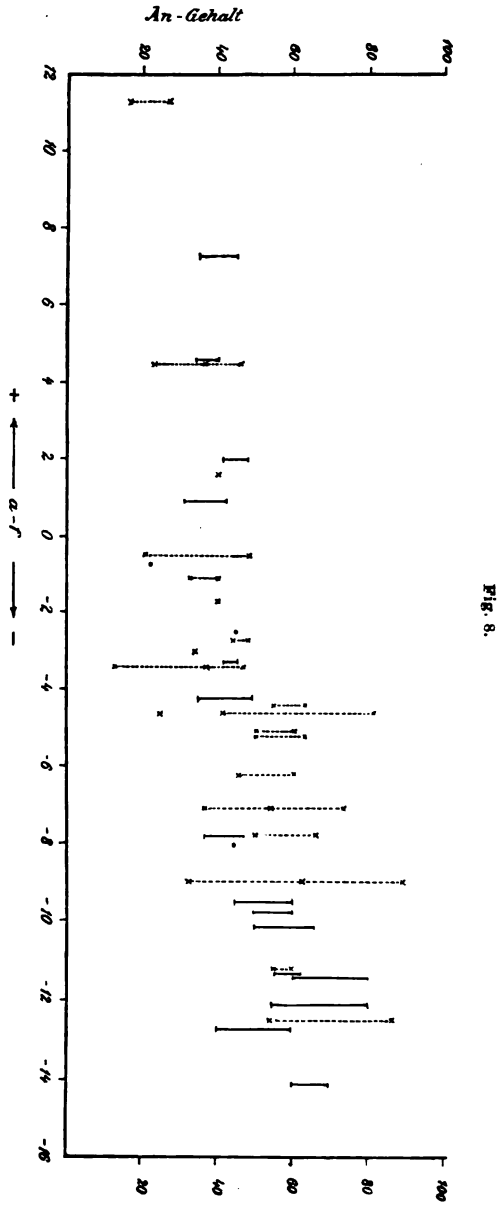


Fig. 8.

Ich habe hier hauptsächlich die Angaben von Küch über das spezifische Gewicht benutzt, aus denen die Zusammensetzung nach

Digitized by Google

der von Tschermak[1]) gegebenen Tabelle ermittelt wurde, außerdem konnte ich Beobachtungen an ungarisch-siebenbürgischen Gesteinen anstellen, deren Analysen vorhanden sind. Schliffe und Material verdanke ich hier zum Teil der Gefälligkeit meines geschätzten Freundes Bergrat Teller an der k. k. geolog. Reichsanstalt, zum Teil meinem geehrten Kollegen Professor Doelter in Graz. Außerdem stand mir die Sammlung des mineralog.-petrograph. Universitäts-Institutes in Wien zur Verfügung, wofür ich Herrn Hofrat Tschermak zu aufrichtigem Dank verpflichtet bin.

Plagioklase der Andesgesteine und verwandter Gebiete, geordnet nach *a—f*.

Post-Nr.	Nummer der Analyse Tabelle II		*a—f*	Anorthitgehalt des Plagioklases
1	—	Rhyolith, Tallya, Ungarn . . .	11·3	27
2	7	Dacit, Guaitara	4·5	46 ..37
3	9	„ Azufral de Tuquerres . .	1·6	40
4	—	Amphibol-Dacit, Büdös, Siebenbürg.	—0·5	48—22
5	10	Pyroxen-Amphibol-Dacit, Hondon .	—1·1	40—34
6	—	Porphyrart. Dacit, Nagy-Sebes . .	—1·7	40
7	—	Pyroxen-Amphibol-Andesit, Simonka bei Dubnik, Ungarn . . .	—2·7	48—44
8	12	Pyroxen-Dacit, Cumbal	—2·9	34
9	13	Amphibol-Pyroxen-Dacit, Chiles .	—3·4	49—37—12
10	—	Hypersthen-Andesit, Piatra Mori .	—4·4	63—55
11	15	Amphibol-Pyroxen-Andesit, Quebrada	—4·6	25
12	16	Amphibol-Andesit, Santissima virgen	—4·7	81—41
13	—	Dacit, Kis-Sebes, Ungarn . . .	—5·1	60—50
14	—	Pyroxen-Andesit, Klausenthal, Ung.	—5·1	63—50
15	—	Dacit, Nagyag, Siebenbürgen . .	—6·2	60—45
16	19	Pyroxen-Andesit, Vulkan v. Pasto	—7·1	75—54—37
17	—	Hypersthen-Andesit, St. Egidi, Steiermark.	—7·8	66—50
18	20	Pyroxen-Andesit, Azufral de Tuquerres	—9·0	89—61—31
19	—	Quarz-Basalt, Cinder Cone . . .	—11·2	60—55
20	—	Hypersthen-Andesit, Alboran . .	—12·5	86—54

[1]) Sitzungsber. Wien. Akademie, 50. Bd. 22.

Digitized by Google

In der nebenstehenden Figur 8 ist die Zusammensetzung der Plagioklase durch * und im Falle deutlicher Zonenstruktur durch punktierte Linien dargestellt.

1. Doelter, T. M. M. 1874, 219. Eigene Bestimmung an einem Dünnschliff der k. k. geol. Reichsanstalt.
2. Küch, Columbia, 147. Nach dem von Küch ermittelten spezif. Gewicht. Das Gestein enthält auch Alkali-Feldspat.
3. Küch, Columbia, 154. Nach dem spez. Gew. Nur die obere Grenze angegeben. Das Gestein enthält auch Alkali-Feldspat.
4. G. v. Rath, Verhandl. d. Naturw. Vereines d. Rheinlande 1875. Die Analyse gibt einen enormen Überschuß von *Al* und eine sehr geringe Menge *Mg*. Analysen von K. v. John und G. v. Rath lassen ein Schwanken der ausgeschiedenen Krystalle von saurem Labrador bis bas. Oligoklas erkennen. Vgl. Baumgartner, T. M. P. M. XXI, 40.
5. Küch, Columbia, 179. Nach dem spez. Gewicht.
6. Doelter, T. M. M. 1873, 93 und T. M. P. M. II, 10. Eigene Beobachtung an einem Schliff der Reichsanstalt,
7. Doelter, T. M. M. 1874, 216. Eig. Beobacht. an Schliffen d. geol. Reichsanst. Eine Analyse von Hauer gibt für die Einsprenglinge $Or_{10}\,Ab_{53}\,An_{37}$ T. M. M. 1874, 216.
8. Küch, Columbia, 157. Nach dem spez. Gew.
9. „ „ 172. „ „ „ „
10. Doelter, T. M. M. 1874, 25. Das Gestein ist nicht Hornblende-Andesit, sondern ein stark veränderter Pyroxen-Andesit. Die seidenglänzenden Hornblendedurchschnitte sind homoaxe Pseudomorphosen eines chloritischen Minerals nach Pyroxen. Eigene Bestimmung an Schliffen der geol. Reichsanstalt. Ein der Menge nach sehr zurücktretendes Korngerüst erreicht 80% *An*.
11. Küch, Columbia, 186. Nach dem spez. Gew.
12. „ „ 145. „ „ „ „
13. Doelter, T. M. M. 1873, 92; T. M. P. M. II, 9. Eigene Beobachtung an von Doelter erhaltenem Material.
14. Doelter, T. M. M. 1874, 204. Eigene Beobachtung an Doelters Material.
15. „ „ „ „ 1873, 95; T. M. P. M. II, 11. Eigene Beobachtung an Doelters Material.
16. Küch, Columbia, 139. Nach dem spez. Gew.
17. Niedzwiedzki, T. M. M. 1872, 255. Eigene Beobachtung.
18. Küch, Columbia, 151. Nach dem spez. Gew.
19. Diller, Am. I. Sc. XXXIII, 1887. Nach eigener Beobachtung an von Diller erhaltenem Material.
20. Vgl. T. M. P. M. XVIII, 525. Die Angaben beziehen sich auf die analysierten Proben; bei anderen geht der Anorthitgehalt noch höher.

Feldspate der Mittelgebirgsgesteine.

Bei den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges reicht zunächst der deutlich erkennbare Sanidingehalt[1]) weiter gegen das

[1]) Oder besser, Gehalt an Alkali-Feldspat überhaupt.

Digitized by Google

femische Ende als bei den Andesgesteinen, namentlich in der Form von Mänteln von Alkalifeldspat um Plagioklase. Was den Gehalt an Plagioklasen anlangt, so ist zunächst zu bemerken, daß die Menge des Plagioklases wohl überall merklich zurücksteht gegen die Menge der Plagioklase in den Andesgesteinen.

Die Art der Mischung zeigt sich sehr abhängig vom Abstand des Analysenpunktes von der Linie *AF*, also von der Größe *C*. An derselben Abszisse, die längs *A—F* gemessen wird, ist bei kleinem *C*-Gehalt der Anorthitgehalt wesentlich kleiner als bei etwas größerem. (Vergl. Tinguait-Porphyr und tephritischer Phonolith.)

Von dem abgesehen, steigt auch hier der Anorthitgehalt mit der Abszisse längs *A—F*, jedoch scheint er nicht die Höhe der extrem femischen Pyroxenandesite (Alboranite) zu erreichen.

Tabelle des Anorthitgehaltes der Plagioklase in den nach *a—f* geordneten Gesteinen des Mittelgebirges.

Nummer der Analyse in der Analysentab.		*a—f*	Anorthitgehalt
1	Trachyt, Algersdorf	7·3	45—35
4	Tephrit-Phonolith, Ziegenberg . . .	4·6	40—35
7	Sodalith-Tephrit, Hoher Stein . . .	2·0	48—41
32	Nephelinporphyr, Rongstock . . .	0·9	42—31
33	Tinguaitporphyr, Skritin	—0·8	22
8	Sodalith-Tephrit, Kolmer Scheibe .	—2·5	45
34	Gauteit, Mühlörzen	—2·6	40—28
9	Hauyntephrit, Dobranka	—3·4	45—42
10	„ Großpriesen	—4·2	49—35
35, 36	Essexit, Rongstock	—7·8	47—36
37	Sodalith-Augit-Syenit, Großpriesen .	—8·1	46—38
11	Nephelin-Tephrit, Dobranka . . .	—9·5	60—45
12	„ „ Schichenberg . .	—9·8	60—50
14	Leuzit-Tephrit, Eichberg	—10·1	66—50
15	„ „ Falkenberg	—11·2	62—55
18	Feldspat-Basalt, Scharfenstein . . .	—11·4	80—60
19	„ „ Paudlersberg . . .	—12·1	80—55
41	Theralith, Duppau	—12·7	60—40
22	Poikilitischer Feldspat-Basalt, Steinwand	—14·1	70—60

Digitized by Google

In Figur 8 sind die Anorthitgehalte der Plagioklase der Mittelgebirgsgesteine durch volle Punkte und Linien dargestellt.

Zusammenfassend lassen sich also folgende durchgreifende mineralogische Unterschiede der verglichenen Eruptivgebiete feststellen:

1. Gehalt an *Si*-armen Feldspatvertretern bei den Mittelgebirgsgesteinen, dagegen Gehalt an Quarz oder an *Si*-reichem Glas bei den Andesgesteinen.

2. Gehalt an rhombischem Pyroxen bei den Andesgesteinen.

3. Gehalt an Alkalipyroxenen und alkalihaltigen Hornblenden bei den Mittelgebirgsgesteinen.

4. Der Gehalt an Alkalifeldspat reicht bei den Mittelgebirgsgesteinen weiter gegen das femische Ende als bei den Andesgesteinen.

5. Die Zusammensetzung der Plagioklase folgt bei den Andesgesteinen genauer der Zusammensetzung des Gesteins. Die anorthitreichsten Einsprenglingsplagioklase finden sich bei den dem femischen Ende genäherten Andesiten.

Bei den Mittelgebirgsgesteinen ist die Zusammensetzung der auftretenden Plagioklase schwankend; sie bleiben durchschnittlich unter dem Anorthitgehalt der Andesgesteine, aber schon bei Gesteinen, die dem salischen Ende näher stehen, treten bisweilen ziemlich anorthitreiche Mischungen auf.

Anhangsweise mag noch auf den großen Reichtum an wohl ausgebildeten Zeolithen in den Mittelgebirgsgesteinen hingewiesen werden. In den ungarisch-siebenbürgischen Andesitgebieten, welche mit den nordamerikanischen so viel gemeinsames haben, ist das Auftreten der Zeolithe viel beschränkter, dafür findet sich reichlich Opal, der wieder in den Mittelgebirgsgesteinen verhältnismäßig seltener ist.

Gang der Differentiation.

Die unverkennbare nahe Verwandtschaft, welche die Eruptivgesteine eines und desselben geologisch zusammengehörigen Eruptivgebietes erkennen lassen, und die Unterschiede, welche die verschiedenen Eruptivgebiete untereinander zeigen, haben zur Vorstellung der Gauverwandtschaft (consanguinity, petrographische Provinz) geführt. Von vielen Petrographen wird angenommen, daß die Unter-

Digitized by Google

schiede innerhalb der Gauverwandtschaft durch einen Differentiationsprozeß aus einem gemeinsamen Stammagma hervorgebracht werden.

Um diesen Fragen näher zu treten, müßte die Zusammensetzung des Stammagmas bekannt sein. Man würde dasselbe erhalten, wenn man sich die sämtlichen Eruptionsprodukte eines Gaues vereinigt dächte. Jeder Versuch, dieses Stammagma zu berechnen, müßte — ganz abgesehen von den Schwierigkeiten, die gasförmigen und thermalen Emanationen und die abgetragenen Eruptivgesteine abzuschätzen — auf die Mengenverhältnisse der verschiedenen Gesteinsarten Rücksicht nehmen. Das wird vielleicht einmal möglich sein, wenn die Aufnahme des böhmischen Mittelgebirges vollendet vorliegen wird. Nach den bis jetzt veröffentlichten Resultaten läßt sich nur sagen, daß die Zusammensetzung des Stammagmas den Basalten näher stehen dürfte als den Phonolithen. Es möchte etwa einem basaltischen Tephrit entsprechen.

Über die Vorgänge der Differentiation sind verschiedene Hypothesen aufgestellt worden. Gemeinsam ist die Vorstellung, daß gewisse im Magma enthaltene Stoffe gegen bestimmte Orte im Magmabassin strömen, und man denkt sich zumeist diese Differentiationsströme gegen die Abkühlungsflächen gerichtet. Brögger, einer der eifrigsten Verfechter des Differentiationsgedankens, verficht die Ansicht, daß die wandernden Stoffe stöchiometrische Verbindungen seien, die man direkt mit den während der Erstarrung auskrystallisierenden Gemengteilen des Gesteins identifizieren könne. Nach den Abkühlungsflächen sollen jene Verbindungen wandern, welche in der Ausscheidungsfolge des betreffenden Hauptgesteins an erster Stelle stehen.

Das würden in unserem Falle Olivin, Pyroxene, Hornblenden sein, jedenfalls Stoffe, die wesentlich an F reicher wären als das Stammagma.

In unserer Dreiecksprojektion würde der Analysenort, der ein solches abgespaltenes Teilmagma darstellt, sich vom Ausgangspunkt, dem Analysenort des Stammagmas, gegen F hinbewegen.

Die Zusammensetzung des Stammagmas würde durch die Abspaltung des F-reichen Teilmagmas verändert und der entsprechende Analysenort würde in derselben geraden Linie von F abrücken.

Würde der ganze Differentiationsprozeß in einer Wiederholung dieses Vorganges bestehen, so könnten auf diesem Wege nur Teil-

Digitized by Google

magmen — also Gesteine — gebildet werden, deren Analysenörter auf derselben Geraden liegen.

In einem solchen Falle würde man die Zusammensetzung des Stammagmas durch die Mischung zweier extrem differenzierter Glieder der Reihe darstellen können.

Diese Vorstellung entspricht aber nicht den Tatsachen. Die Analysenörter der Gesteine einer Gauverwandtschaft liegen auch nicht annähernd auf einer geraden Linie, sondern erfüllen einen über der Linie AF als Sehne gespannten bogenförmigen Streifen.

Zu dieser Erkenntnis ist auch Brögger beim Studium des Ganggefolges des Laurdalit gekommen und er denkt nun an die gleichzeitige Abspaltung von dreierlei verschiedenen Teilmagmen.

Den unleugbaren Tatsachen wird man gerecht durch Verfolgung folgenden Gedankenganges:

Durch Abspalten eines *F*-reichen Teilmagmas wird natürlich auch die Zusammensetzung des Stammagmas geändert und zwar nehmen im Rest die *F*-haltigen Verbindungen ab. Hiedurch werden sich nun auch andere Verbindungen ihrem Krystallisationspunkt nähern und bei weiter fortschreitender Differentiation sich in den abgespaltenen Teilmagmen anreichern.

Nach den Ermittlungen von Lagorio sind es nächst den *Mg-Fe-* und den *Ca-Mg-Fe*-Silikaten die *Ca-Al*-Silikate, welche die größte Neigung haben, sich auszuscheiden. In den später aus dem veränderten Stammagma sich abscheidenden Teilmagmen würde sich demgemäß außer *F* auch *C* in allmählich steigerndem Maße absondern. [1])

Der Analysenort des zweiten Teilmagmas würde sich also nicht in der Richtung gegen *F*, sondern gegen einen *F* naheliegenden Punkt der Linie *FC* hinbewegen und die Zusammensetzung des Restmagmas dargestellt werden durch einen Punkt, der von der Stellung des ersten Restmagmas sich in der gleichen Linie in entgegengesetzter Richtung entfernt.

Denkt man sich diesen Prozeß fortgesetzt, so würde (vergl. Fig. 9) das Stammagma nach und nach die Punkte 1, 2, 3, 4 etc. durch-

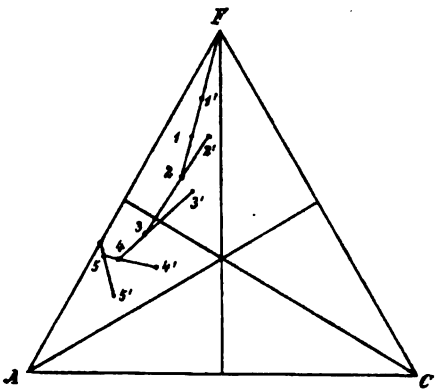
[1]) Auch dies steht im Einklang mit der Ausscheidungsfolge der Mittelgebirgsgesteine, in der auf die Pyroxene und Hornblenden zunächst Plagioklas folgt, der selbst in plagioklasarmen Gesteinen vor den Alkalifeldspaten und vor Nephelin krystallisiert.

Digitized by Google

laufen und währenddem die Teilmagmen 1′, 2′, 3′, 4′ etc. abspalten. Auf diese Weise würden aber wirklich Teilmagmen entstehen, deren Analysenörter einen mehr weniger breiten Streifen besetzen, nicht aber auf einer geraden Linie liegen würden.

Die graphische Darstellung berücksichtigt aber nur 3 Stoffgruppen, bei dem wirklichen Magma handelt es sich um 7 bis 8 Stoffe, die alle in wechselnden Mengen von der Differentiation betroffen werden. So kommt eine große Mannigfaltigkeit der Gesteine zustande.

Fig. 9.



Jüngste Differentiationsprodukte und Stellung des Trachyts.

Bei der Annahme eines solchen Zusammenhanges ist, wie ersichtlich, die Krystallisationsfolge maßgebend für den Gang der Differentiation.

Dementsprechend sollte man unter den jüngsten Eruptivbildungen solche finden, in denen die zuletzt krystallisierenden Stoffe angereichert sind.

Dies sind aber — wenn wir uns von Erfahrungen an Gesteinen mittlerer Zusammensetzung unseres Gebietes leiten lassen — Gemenge von Alkalifeldspaten, Nephelin und Alkali-Eisen-Pyroxen.

Im Dreieckfeld fallen derartige Gemenge auf die Linie AF und zwar umso weiter gegen F, je reicher sie an Ägirin werden.

Es ist nun gewiß sehr bezeichnend, daß von Hibsch gerade die Gesteine 32 Nephelinporphyr und 33 Tinguaitporphyr zu den jüngsten Eruptivbildungen gezählt werden.

Digitized by Google

Diese in den letzten Magmaresten angereicherten Stoffe sind *Si*-ärmer als die in der Krystallisationsfolge vorangehenden Alkalifeldspate, und wir kämen hier zu einem Verständnis jener relativ sauren, d. h. *Si*-reicheren trachytischen Gesteine, von denen der Trachyt von Algersdorf (1) ein Beispiel gibt. Wir würden sie aufzufassen haben nicht als ein letztes sauerstes Restmagma, wie es etwa die Aplite in einem Granit darstellen, sondern als ein abgespaltenes Teilmagma, entstanden zu einer Zeit, als ein Teil des Stamm-Magmas seine Zusammensetzung durch aufeinanderfolgende Abspaltungen *F*- und *C*-reicher Teilmagmen soweit verändert hatte, daß nun die Alkalifeldspate die meiste Tendenz hatten auszukrystallisieren und gegen die Differentiationsstellen hinströmten.

Da diese mehr *Si* mitnahmen als der Durchschnittszusammensetzung des dermaligen Stammagmas entsprach, mußten sich im Restmagma *Si*-ärmere Alkali-Tonerde- und Alkali-Eisen-Silikate — Nephelin und Ägirin anreichern.

Diese Anschauung über das Verhältnis, in dem die Trachyte zu den anderen Gesteinen des Mittelgebirges stehen, wird noch dadurch gestützt, daß wir im Trachyt *K* gegenüber *Na* angereichert finden; das Gegenteil ist bei Nephelinporphyr und Tinguaitporphyr der Fall.

	Atomzahlen		Atomzahlen auf 10 berechnet	
	K	*Na*	*K*	*Na*
Trachyt	1374	1552	4·7	5·3
Mittel der tephritischen Phonolithe	1037	2158	3·3	6·7
Nephelinporphyr	822	2724	2·3	7·7
Tinguaitporphyr	1089	2342	3·2	6·8

Die Bahn, welche der Analysenort des Restmagmas durchläuft, würde also schließlich etwas rückläufig sich dem mittleren Teil der Linie *AF* nähern und die letzten Differentiationsbahnen würden gegen einen Punkt der Linie *AC* zielen, so wie es die Figur hypothetisch andeutet.

Stellung der vorhandenen Tiefengesteine.

Die ganze Vorstellung würde noch zu folgendem Schluß Anlaß geben. In dem Schema würden die Analysenörter der nacheinander abgespaltenen Teilmagmen stets außerhalb (rechts) von der Bahn

Digitized by Google

zu liegen kommen, welche das durch die Differentiationen selbst veränderte Restmagma durchläuft. Da nun aber Teile dieser Restmagmen mehr Aussicht hätten als Tiefengesteine zu erstarren, würde sich als wahrscheinlich ergeben, daß die Analysenörter der Tiefengesteine näher an der Linie AF liegen sollten als die der zugehörigen Ergußgesteine. In der Tat liegen die Analysenörter von Theralith, Essexit und Syenit innerhalb der Mittellinie jenes Streifens, der von den Analysenörtern der Ergußgesteine gebildet wird.

Unterschied im Gang der Differentiation bei den Mittelgebirgs- und den Andesgesteinen.

Daß aber auf diese Weise nicht alle möglichen Mengenverhältnisse entstehen, sondern nur solche, welche in der Nähe einer gewissen mittleren Linie bleiben, das scheint die Erfahrung zu lehren. In der ausgezeichneten Darstellung des Laurdalit und seines Ganggefolges hebt Brögger hervor, daß trotz der sehr großen Verschiedenheit der mit dem Laurdalit genetisch zusammenhängenden Ganggesteine keines bekannt sei, in welchem so viel freie Kieselsäure zugegen sei, daß ein merklicher Quarzgehalt zum Vorschein komme.

Dasselbe beobachtet man im böhmischen Mittelgebirge, und es steht dies wohl im Zusammenhang damit, daß, wie immer das unbekannte Stammagma beschaffen gewesen sein mag, aus dem die Gesteine des Mittelgebirges hervorgegangen sind, dasselbe jedenfalls einen *Si*-Gehalt besessen haben muß, der weit unter der Sättigungsgrenze blieb, ein Verhältnis, das sich auf alle durch Differentiation entstandenen Teilmagmen übertragen hat.

In Bezug auf den Gang der Differentiation würde der fundamentale Unterschied zwischen den beiden verglichenen Gauen bestehen, daß im Mittelgebirge in einem ausgedehnten Abschnitt die abgespaltenen Teilmagmen *Si*-reicher werden als das Restmagma. Dies führt in weiterer Folge zur Entstehung nephelin- und ägirinreicher basischer Restmagmen.

In den andesitischen Magmen sind die Magmenreste des einzelnen Gesteins immer *Si*-reicher als die Summe der vorangegangenen Ausscheidungen, wie es die älteste Fassung der Rosenbuschschen Ausscheidungsregel ausspricht, und in Analogie die abgespaltenen Teilmagmen *Si*-ärmer als die zurückbleibenden Restmagmen.

Digitized by Google

Dies führt notwendig zur schließlichen Entstehung extrem *Si*-reicher Restmagmen, wie sie vorbildlich in den Aplitadern der granit-odioritischen Tiefengesteine und in den Rhyolithen vorhanden sind.

Die Andesgesteine reicher an leichten Elementen.

Kein Differentiationsprozeß, wie er in den vorstehenden Auseinandersetzungen angenommen wurde, vermöchte aus einem Magma von der mittleren Zusammensetzung etwa des Essexits einen Dacit oder einen Hypersthenbasalt zu liefern. Ebenso erscheint es ganz undenkbar, daß in der Reihe der Andesgesteine durch Differentiation ein Tephrit oder Phonolith entstünde.

Und doch stammen beide Gruppen von Gesteinen schließlich aus dem Erdmagma und es entsteht die Frage, wie soll man sich das Verhältnis dieser beiden Gaureihen zueinander vorstellen?

Mit aller in einer so schwierigen Frage gebotenen Reserve möchte ich einer Vermutung Ausdruck geben, auf welche ich durch das Studium der chemischen Unterschiede beider Gesteinsreihen geführt wurde.

Wir haben neben einem beträchtlichen Überschuß des *Si* in den Andesgesteinen einen Überschuß von *Al* erkannt; es haben sich ferner kleine Differenzen ergeben in Bezug auf das *Na* gegenüber *K*, in Bezug auf *Mg* gegenüber *Fe*, die alle im selben Sinne lagen, daß das Element mit kleinerem Atomgewicht in den Andesgesteinen einen Überschuß zeigt.

Schreibt man die petrographisch wichtigen Elemente in eine Reihe nach den Atomgewichten, so lautet dieselbe, beginnend mit dem leichtesten Element:

Na
Mg
Al
Si
K
Ca
Fe

Die Elemente, die in den Andesgesteinen überwiegen, gehören sämtlich der ersten Hälfte der Reihe an.

Trennt man die Atomzahlen in: leichte Elemente *Na*, *Mg*, *Al*, schwere Elemente *Fe*, *Ca*, *K*, zu denen dann auch noch *Ti* hinzu-

Digitized by Google

kommt, endlich in *Si*, so läßt sich prüfen, wie diese drei Gruppen sich in den beiden Gauen verhalten.

Das Resultat soll wieder in einer Tabelle und in einer Figur zur Darstellung kommen.

Um von der Gruppierung der Analysen nach Gesteinsarten unabhängig zu sein, mögen wieder die Analysen nach steigendem *Si*-Gehalt von 5 zu 5 Atomprozent zusammengefaßt werden. (Fig. 10 unten.)

Andes:

Si-Gehalt	Anzahl der Gesteine	*Si*	Leichte Elemente $Al + Mg + Na$	Schwere Elemente $Ti + Fe + Ca + K$
75—70	3	70·9	22·8	6·3
70—65	4	67·4	24·2	8·4
65—60	5	62·6	27·6	9·8
60—55	7	57·9	28·8	13·3
55—50	3	53·0	32·6	14·4
50—45	4	49·2	32·5	18·2
45—40	1	44·2	36·8	19·1
Schwerpunktmittel		59·3	28·5	12·2

Nach Gesteinsarten gruppiert (Fig. 10 oben):

	Si	Leichte Elemente	Schwere Elemente
Rhyolith	69·2	23·1	7·7
Dacit	62·3	27·9	9·8
Andesit	56·7	29·1	14·2
Basalt	49·5	33·3	17·2

Mittelgebirge:

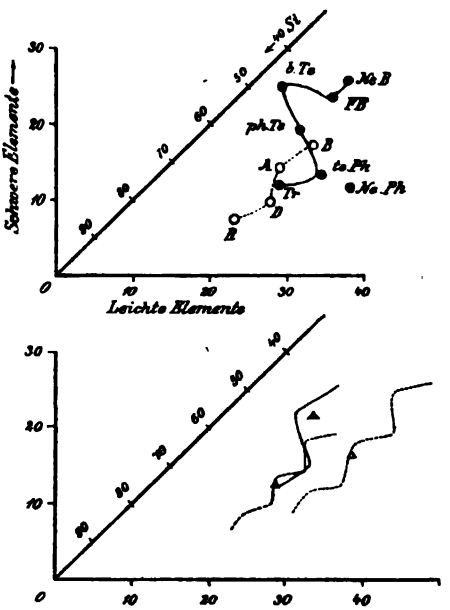
Grenzen des *Si*-Gehaltes	Anzahl der Gesteine	*Si*	Leichte Elemente	Schwere Elemente
60—55	1	59·1	28·9	12·0
55—50	8	51·5	33·1	15·4
50—45	12	47·2	31·0	21·8
45—40	12	42·3	34·2	23·5
40—35	8	37·6	36·8	25·6
Schwerpunktmittel		45·1	33·4	21·5

Die häufigsten Gesteinsarten (Fig. 10 oben):

Digitized by Google

	Si	Leichte Elemente	Schwere Elemente
Trachyt	59·1	28·9	12·0
Nephelin-Phonolith .	50·3	38·2	11·5
Tephritisch. Phonolith	52·1	34·4	13·5
Phonolithisch. Tephrit	49·3	31·5	19·2
Basaltischer Tephrit .	45·5	29·5	25·0
Feldspat-Basalt . .	40·7	35·6	23·7
Nephelin-Basalt . .	36·4	38·0	25·6

Fig. 10.



Die Zahlen sind in Fig. 10 graphisch dargestellt; auch hier zeigt sich ein regelmäßiger Gang, der wiederum in beiden Gebieten ähnliche Züge aufweist, aber bei den Andesgesteinen regelmäßiger verläuft als bei den Mittelgebirgsgesteinen. Am salischen Ende der Reihe ist im Mittelgebirge die Spaltung in *K*-reichen Trachyt und *Na*-reichen Phonolith angedeutet. Am femischen Ende zeigt sich in beiden Reihen ein merkliches Abschwenken gegen die „leichten Elemente", was durch die Anreicherung des *Mg* in den Basalten beider Gebiete zurückzuführen ist. Das ist eine Folge der Abkühlungs-

Digitized by Google

Differentiation, wie oben schon auseinandergesetzt wurde: der Anreicherung schwer schmelzbarer *Mg*-Verbindungen in den femischen Teilmagmen.

Im ganzen Verlauf der Kurve und im Schwerpunktmittel zeigt sich aber im Mittelgebirge ein relativer Reichtum an schweren Elementen, der namentlich auffällig zur Geltung kommt, wenn man die Schwerpunktmittel vom *Si* absehend auf dieselbe Summe der leichten und schweren Elemente umrechnet. Diese Summe beträgt bei den Mittelgebirgsgesteinen 54·9, bei den Andesgesteinen 40·7. Durch Umrechnung aller Zahlen in dem angegebenen Verhältnis ergibt sich für die Andesgesteine die zweite punktierte Kurve, welche nun das relative Überwiegen der leichten Elemente in ihrem ganzen Verlaufe zum Ausdruck bringt. (Fig. 10 unten.)

Daß dieses Verhalten nicht durch das relative Überwiegen des *Al* allein bedingt ist, ergibt sich daraus, daß auch beim Vergleich von *Na* und *K*, *Mg* und *Fe* sich kleine, aber im selben Sinne liegende Unterschiede herausstellen, wie oben erwähnt wurde.

Man kann also als einen Unterschied der verglichenen Provinzen hinstellen, daß im böhmischen Mittelgebirge relativ mehr die schweren, im Andesgebiet die leichten Elemente vertreten sind.

Zu den leichten Elementen gehören u. a. auch *O* und *H*. Sollte es ein Zufall sein, daß gerade die Andesit-Vulkane durch ihre zerstörenden Wasserdampf-Explosionen eine traurige Berühmtheit erlangt haben, daß in Andesitgebieten die Breccien, die Aschen, die Tuffe häufig weit über die festen Laven überwiegen, während in den Basalt-Tephrit-Phonolithgebieten das umgekehrte die Regel ist, so daß beispielsweise Phonolithtuffe im böhmischen Mittelgebirge geradezu zu den Seltenheiten gehören und erst durch die genauen Untersuchungen von Freund Hibsch in einiger Verbreitung nachgewiesen wurden?

Wir gewinnen also folgende Vorstellung: Zu einer Zeit, als die Elemente noch im Gaszustand den Erdball zusammensetzten, erfolgte eine Differenzierung nach der Gasdichte (dem Atomgewicht). Die oberen Schichten sind reicher an den leichteren Elementen, die tieferen reicher an den schweren Elementen. Aus den ersteren stammen die Gesteine der andesitischen Gaureihe, aus den letzteren die Gesteine der tephritischen Gaureihe.

Digitized by Google

Die pazifische und atlantische Sippe der Eruptivgesteine.[1])

Zu sehr eigentümlichen Resultaten kommt man, wenn die Gesteine aus den jüngsten Perioden der Erdgeschichte nach diesen Gesichtspunkten eingereiht werden. Dies ist allerdings nicht immer ganz leicht. Vielfach fehlt es an der ausreichenden Kenntnis der chemischen Zusammensetzung; die petrographischen Beschreibungen und Benennungen lassen häufig keine sichere Entscheidung zu. Manche Gesteine beider Reihen sind einander nach qualitativer mineralogischer Zusammensetzung ziemlich ähnlich. Viele ältere Bestimmungen sind auch an und für sich unzuverlässig.

Endlich ist zu berücksichtigen, daß es naturgemäß Eruptivgebiete geben muß, welche zwischen den beiden typischen Grenzreihen den Übergang vermitteln, da zwischen den oben erwähnten höheren, leichteren und tieferen, schwereren Schichten alle möglichen Übergänge von der Hypothese postuliert werden. Das rheinische Siebengebirge, das kleine Eruptivgebiet von Gleichenberg in Steiermark, das Gebiet von Predazzo und Monzoni scheinen solche Übergangsgebiete darzustellen.

Immerhin kann man, glaube ich, folgendes sagen: Der große Vulkanring, welcher den stillen Ozean umgibt, gehört zur leichten Gaureihe. Ebenso die sich angliedernde Vulkanreihe der großen Sunda-Inseln.[2]) Sie findet ihre Fortsetzung in den persischen und kaukasischen Vulkanen und in den erloschenen Vulkangebieten der Karpathen in Ungarn und Siebenbürgen. Überall folgen hier die Vulkanreihen den jüngeren, gefalteten Kettengebirgen.

Typische Vertreter der schweren Gaureihe finden wir in Mitteleuropa: das böhmische Mittelgebirge, das Duppauer Gebirge, Rhön und Vogelsberg, Hegau, der Kaiserstuhl, die Eifel. Auch das rheinische Siebengebirge gehört wohl eher hieher als zur leichten Gaureihe,

---

[1]) Während des Druckes dieser Abhandlung erschien der Aufsatz von G. T. Prior: Contribution to the Petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantelleria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden, and Abyssinia (Mineralogical Magazine Nr. 61, 228), welcher zum Teil ähnliche Ideen darlegt.

[2]) Mit wenigen Ausnahmen, wie die tephritischen Gesteine von Süd-Kalifornien, von Celebes, von Nord-Java; ähnliches bietet das Mittelmeer.

Digitized by Google

ebenso die jungvulkanischen Gesteine des Zentralplateaus von Frankreich. Im Mittelmeer, das von so mannigfaltigen Dislokationen betroffen wurde, läßt sich kaum eine scharfe Grenze angeben, doch gehören die mittelitalischen Vulkane bis zum Vesuv und den phlegraeischen Feldern zur schweren Reihe.

Dagegen gehören der schweren Reihe mit Sicherheit an die Eruptivstellen im atlantischen Ozean: Azoren, Cap verden, die Vulkanreihe, die vom Kamerungebirge ins atlantische Meer ausstrahlt.

Ferner scheint es, daß die jungvulkanischen Gesteine, welche den großen Grabenbruch im Osten des afrikanischen Festlandes begleiten, zumeist der schweren Reihe zufallen.[1])

Sehr bezeichnend sind die Verhältnisse in Nordamerika. Das breite vulkanische Gebiet zwischen der pazifischen Küste und dem Wahsatch-Gebirge hat in jüngerer Zeit nur Gesteine der leichteren Serie geliefert. In den Lakkolithen, Decken und Strömen, welche östlich von den Rocky Mountains in Montana angetroffen werden, treten die bezeichnenden Gesteine der schweren Serie in zum Teil eigenartiger Entwicklung hervor; Vertreter dieser Gesteinsgruppe sind ferner im Gebiete von Texas nachgewiesen.

Diese Übersicht führt zu einem merkwürdigen Resultat: Unser Altmeister Suess hat die tektonischen Vorgänge innerhalb der Erdrinde auf zwei Typen zurückgeführt: Faltung durch tangentialen Zusammenschub und Einbruch durch radiale Kontraktion. Wo jungvulkanische Gesteine längs den jungen gefalteten Kettengebirgen aufgereiht sind, gehören sie der leichteren, der andesitischen Gaureihe an. Wo Vulkaneruptionen längs Schollenbrüchen auftreten, haben wir die bezeichnenden Gesteine der schweren tephritischen Gaureihe.

So gelangen wir ausgehend von den trockenen Zahlen der chemischen Analyse, welche der Chemiker in mühevoller Arbeit ermittelt, zurück zu den großen Linien, welche den Bau der Erdrinde im großen beherrschen.

Es empfiehlt sich, die Zusammenfassungen von ganzen Eruptivgebieten, welche hier befürwortet wird, mit bestimmten Namen zu

[1]) Es ist von Wichtigkeit, zu konstatieren, daß der angebliche Hypersthen in dem Basalt von Let Marifia in Abessynien (Rosiwal, Beiträge zur geologischen Kenntnis des östlichen Afrika, Denkschr. Kais. Ak. d. Wiss., math.-naturw. Kl. LVIII, Wien 1891) sich nach einer vom Autor freundlichst gestatteten Durchsicht der Präparate als Olivin herausgestellt hat.

Digitized by Google

belegen. Sie decken sich, wie schon in der Einleitung erwähnt wurde, mit den beiden von Rosenbusch aufgestellten Reihen: der foyaitisch-theralithischen einerseits, der granito-dioritischen und gabbro-peridotitischen andererseits.

Diese Namen sind wegen ihrer Länge unbequem. Im vorangehenden Text habe ich öfter die Namen der bezeichnenden Gesteine mittlerer Zusammensetzung zur Bezeichnung der ganzen Reihen gebraucht und von der tephritischen und der andesitischen Reihe gesprochen oder die Bezeichnung der schwereren und leichteren Reihe gebraucht.

Gegen den Gebrauch dieser Benennungen läßt sich manches einwenden. Für die Zukunft möchte ich für die Zusammenfassung jener Eruptivgebiete, welche chemisch und mineralogisch den böhmischen Mittelgebirgsgesteinen gleichen, die Bezeichnung atlantische Gesteinssippe, für jene, welche ihre typischen Vertreter in den Andesgesteinen von Nord- und Südamerika und im ungarisch-siebenbürgischen Gebiet haben, den Namen pazifische Gesteinssippe vorschlagen.

Weitere Untersuchungen werden lehren, ob die hier vorgeschlagene Unterscheidung brauchbar ist, ob sie sich auf ältere Eruptionsepochen anwenden läßt und ob man zwischen diesen beiden Sippen noch andere wird einschalten müssen.

Verzeichnis der Analysen.

Die Gesteins-Analysen, welche der Diskussion als Grundlage dienten, sind hier angeführt. Ich füge auch die Beobachtungen an, welche ich an Dünnschliffen der zur Analyse verwendeten Gesteinsproben anstellen konnte, und welche hauptsächlich die Bestimmung der auftretenden Plagioklase zum Zwecke hatten.

Ich bin meinem verehrten Freunde Prof. Hibsch zu großem Danke verpflichtet, daß er mir diese Nachuntersuchung gestattete, ebenso dem Vorstand des mineralogischen Institutes der deutschen Universität Prag, Professor A. Pelikan, für die Überlassung jener Hibschschen Original-Dünnschliffe, welche in diesem Institut aufbewahrt sind. Ebenso bin ich Hofrat G. Tschermak für die Überlassung mehrerer Präparate aus dem min.-petrogr. Universitäts-Institut Wien zu Dank verpflichtet sowie dem Assistenten dieses Institutes Dr. Focke, der mir beim Aussuchen derselben behilflich war.

Um Wiederholungen zu vermeiden, werden folgende Abkürzungen angewendet:

$\varkappa^0$ Auslöschungsschiefe, genommen nach der Schwingungsrichtung der rascheren Welle gegen die Trace von P im (entgegen dem) Uhrzeigersinn auf der Fläche $M(010)$: $M + (-)\varkappa^0$. Auslöschungsschiefe im Schnitt senkrecht zu M und P: $\perp MP$. Ausl-

Digitized by Google

löschungsschiefe im Schnitt senkrecht zur negativen Mittellinie: $\perp \alpha$, zur positiven Mittellinie: $\perp \gamma$.

Im Falle normaler Zonenstruktur wird zuerst die Auslöschungsschiefe des Kerns, dann die der Hülle angegeben, beide durch Punkte getrennt.

ω ist der Winkel der nach α genommenen Auslöschungsrichtungen in einem M-Schnitt durch einen Karlsbader Zwilling.

Die Angaben über den optischen Charakter beruhen entweder auf Messung des Winkels zwischen Achse und Mittellinie oder auf der Beobachtung der Krümmung der Isogyre des Achsenbildes in der Diagonalstellung (konvex gegen die erste Mittellinie), deren Vorzeichen mit Hilfe des Gipsblättchens vom rot erster Ordnung ermittelt werden kann.

AB_α bedeutet den Winkel zwischen den ungleichen optischen Achsen in den beiden Individuen eines Albitzwillings, AB_π ebenso im Periklinzwilling. AB_π ist bei den Plagioklasen zwischen Oligoklas und Labrador um einige Grade größer, zwischen Oligoklas und Albit kleiner als AB_α.

BB_α ist der Winkel der gleichen optischen Achsen B in beiden Individuen eines Albitzwillings.

Symmetrische oder nahe symmetrische Auslöschungsschiefen in Albitzwillingen sind durch (1) (1′) bezeichnet, in Doppelzwillingen nach Albit- und Karlsbader Gesetz durch (1) (1′) (2) (2′).

Verzeichnis der Analysen und Beobachtungen an den Plagioklasen im Mittelgebirge.

A. Ergußgesteine.

1. Trachyt von Algersdorf. Analyse von F. Ullik, T. M. P. M. IX, 247. Das Gestein ist von Hibsch beschrieben, zuletzt T. M. P. M. XVII, 73, 74. Die nicht sehr zahlreichen Plagioklas-Einsprenglinge haben einen Kern von Andesin oder saurem Labrador (Anorthitgehalt ca. 35—45 %) und stets eine breite Hülle von Alkalifeldspat. Neben diesen Einsprenglingen kommen auch selbständige Sanidin-Einsprenglinge vor.

2. Nephelin-Phonolith von Nestomitz bei Aussig. Analyse von Jenzsch, Zeitschrift der deutschen geologischen Gesellschaft VII, 196, 1856. — Von Hibsch beschrieben T. M. P. M. XXI, 567.

3. Phonolith, Lobosch bei Lobositz. Hanamann, Archiv der naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 55. Das Gestein wurde in neuerer Zeit nicht petrographisch untersucht.

4. Tephritischer Phonolith, Ziegenberg. Bořicky, Petrogr. Studien an den Phonolithen Böhmens, Archiv der naturw. Landesdurchforschung III, Abt. II. Heft I, 43, 1874. E. Hibsch, T. M. P. M. IX, 259, 1888 und XXI, 567, 1902. Analyse von F. Hanusch.

Einsprenglinge von Plagioklas walten vor. Hibsch fand auf Spaltblättchen $P - 7\frac{1}{2}°$, $M - 20$ bis $-30°$, also basischen Labrador. In einem mir vorliegenden Dünnschliff fand ich: ω 113...119, (1) 2·5° (2) 17·5° (2′) 17·5°, 2 und 2′ nahe $\perp \alpha$. Optischer Charakter —. Die Einsprenglinge haben einen schmalen Saum von Alkalifeldspat. Aus dem angeführten folgt 35—40 % *An*.

Digitized by Google

5. Phonolith, Kahlenberg bei Boretsch. Hanamann, Archiv der naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3. 67. Das Gestein ist in neuerer Zeit nicht untersucht worden.

6. Tephritischer Phonolith vom Jungfernstein bei Neschwitz. Analyse von F. Hanusch. Beschrieben J. E. Hibsch, T. M. P. M. XIV, p. 97 u. 98, 1895. XIX, p. 27, 1899. S. a. Bořicky, Petrogr. Studien an den Phonolithgest. Böhmens, Prag 1874, p. 46.

7. Sodalith-Tephrit, Hoher Stein. (Hibsch, T. M. P. M. XIX, 82. Analyse von Pfohl.) Einer der besten Vertreter jener im böhmischen Mittelgebirge stark verbreiteten Ergußgesteine, welche den Übergang von den Phonolithen zu den Tephriten vermitteln. Rosenbusch hat diese Gesteine als Trachydolerite mit einigen anderen Übergangsgesteinen zusammengefaßt, eine Bezeichnung, die für unsere Gesteine nicht sehr bezeichnend ist. Hibsch führt sie unter den Namen Sodalith-Tephrit, Hauyntephrit, da das stets in reichlicher Menge vorhandene kieselsäurearme Nephelinsilikat größtenteils in idiomorphen Krystallen dieser Gruppe steckt, während sich Nephelin in der Grundmasse selten mit Sicherheit nachweisen läßt. In sachgemäßer Entwicklung der Nomenklatur könnten diese Gesteine phonolithische Tephrite genannt werden, unter welcher generellen Bezeichnung dann Hauyntephrit, Sodalith-Tephrit etc. als Unterarten zusammengefaßt werden könnten.

Hibsch gibt am a. O. an, die Plagioklaskrystalle seien Oligoklas mit Sanidinmänteln. Der Kern ist aber wohl basischer. Ich beobachtete: (1) $+31{\cdot}5°$, (1′) $-30{\cdot}5°$, (2) $-8{\cdot}5°$, (2′) $+10{\cdot}5°$. In 1 und 1′ war die Mittellinie a sichtbar. Die Mittellinien bilden einen Winkel von wenigstens 5—10°. Bei genauerem Studium zeigt sich merkliche Zonenstruktur: (1) $+31{\cdot}5 \ldots 27°$. Dieses Individuum ist für die innerste Zone nahezu genau senkrecht zu a getroffen. In der äußeren Zone ist die Ebene der optischen Achsen merklich nach jener Richtung verschoben, welche größerem λ entspricht. Der schmale Saum von Alkalifeldspat zeigt nur den Mittelbalken. Der Achsenbalken liegt außerhalb des Gesichtsfeldes. Ein anderer Durchschnitt zeigt $\perp MP + 18°$. Der Charakter der Doppelbrechung ist schwach +. Die Lichtbrechung auch für die Schwingungsrichtung a merklich höher als die des Canadabalsams. Aus den angeführten Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 48—41%.

8. Sodalith-Tephrit, Kolmer Scheibe. (Hibsch, T. M. P. M. XV, 258; II. Analyse von Pfohl.) Auch hier gibt Hibsch Oligoklas an; allein der Plagioklas ist auch hier etwas basischer. Beobachtet wurde: (1) 8°, (1′) 6·5°, (2) 20·5°, (2′) 23·5°. Ein zweiter Durchschnitt ergab: (1) 19°, (1′) 20°, (2) 5°. Der optische Charakter ist unentschieden. Diese Beobachtungen verweisen den Plagioklas an die Grenze von Andesin und Labrador, etwa mit 45% Anorthitgehalt.

Hier wären auch die zahlreichen Bestimmungen von H. Graber[1]) an phonolithischen Tephriten aus den Brockentuffen namhaft zu machen, welche sowohl durch Herstellung orientierter Schliffe nach M als durch Benützung der zufälligen Schnitte von Doppelzwillingen zu ähnlichen Resultaten führten. Danach besteht der Kern aus Labrador, der knapp die Mischung von 50% Anorthit überschreitet. Die

[1]) T. M. P. M. XV, 291, 303 ff.

Digitized by Google

äußeren Hüllen gehen herab bis zum basischen Oligoklas. Der äußerste, scharf abgesetzte schmale Saum besteht aus Alkalifeldspat.

9. Hauyntephrit, Dobranka. (Hibsch, T.M.P.M.XV, 258, Nr. 1. Analyse von Pfohl.) Die mir vorliegenden Schliffe dieses Gesteins enthalten nicht viele größere Plagioklas-Einsprenglinge. ω[1]) 108·5° und 105°. Hieraus ergibt sich die Stellung der Plagioklase zwischen Labrador und Andesin (42—45 % *An*).

10. Hauyntephrit, Großpriesen. (Hibsch, T. M. P. M. XXI. 533. Analyse von Hanusch.)

In diesem Gestein ist leider die Zersetzung ziemlich weit vorgeschritten. Doch gelang es, folgende Bestimmungen zu machen: M — 15·8 ... — 5·3°. Scharf abgegrenzter Saum von Alkalifeldspat + 8·3°. Dieser liefert im Konoskop das Bild der Mittellinie γ fast genau zentriert. Im innersten Kern liegt γ bereits hart am Rande des Gesichtsfeldes nach oben gerückt. Zwillingslamellen nach dem Periklingesetz verlaufen unter leichter Krümmung, so daß sie mit der Trace von P innen — 1°, außen + 2° einschließen. Der innerste Kern zeigt positiven Charakter der Doppelbrechung. (1) 12·2 ... 9°, (1') 12·8 ... 11·2°.

Aus den Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 49 % *An* im Kern, bis 35 % in der Hülle.

11. Nephelin-Tephrit, Dobrankatal bei Birkigt. (Hibsch, T. M. P. M. XV, 261, Nr. I. Analyse Pfohl.)

Das Gestein enthält nur wenige dünntafelige Plagioklas-Einsprenglinge von geringer Größe. Ein Doppelzwilling gibt folgende Zahlen: (1) + 24°, (1') — 21°, (2) 0. In 1 deutliche Zonenstruktur; + 24 ... + 11°. Aus der Beobachtung folgt, daß der Feldspat im Kern über 60 % *An* enthält, der bis 45 % in der äußersten Zone heruntergeht.

12. Nephelin-Tephrit, Schichenberg (Hibsch, T. M. P. M. XV. 261. II. Anal. Hanusch.)

Die Einsprenglinge von Plagioklas sind hier besser entwickelt. Es wurden folgende Beobachtungen gemacht:

(1)	(1')	(2)	(2')
+ 31°	— 35°	+ 24°	— 18°
+ 36·5		+ 14·5	— 13·5
+ 33	— 35	+ 16	— 13

Bei der ersten Beobachtung wurden in (1) und (1') deutliche Spaltrisse nach P sichtbar, so daß der Schnitt annähernd senkrecht zu M und P getroffen hat. Aus den Zahlen ergibt sich ein Anorthitgehalt von ca. 50—60 %.

13. Nephelin-Tephrit, untere Decke des Falkenberges. Analyse von Pfohl. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. II.)

14. Leucit-Tephrit, Eichberg. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. IV. Anal. Pfohl.)

Die ausgezeichneten großen Einsprenglinge dieses Gesteins zeigen sehr schön die von Graber beschriebene Zonenstruktur. Auf einen Kern folgen Schalen mit abnehmender Auslöschungsschiefe; von einer scharfen Grenze an folgt dann zu äußerst ein schmaler Saum von Alkalifeldspat.

[1]) Vergl. M. Levy, Feldspate. I, p. 49.

Digitized by Google

Ein ausgezeichneter Durchschnitt durch einen Doppelzwilling erlaubte folgende Beobachtungen: Die Auslöschungsrichtungen im Kern waren

(1) + 20° (1′) − 19° (2) + 3°

Von Individuum (2′) war nur eine schmale Lamelle vorhanden, die nur die äußeren Zonen des Krystalls durchsetzte.

In (1) und (2) konnte die Achse B eingestellt werden. Die Eintragung unter Berücksichtigung der Trace von M ergab den Winkelabstand $2\varphi = 41°$, $2\lambda = 9°$. Hieraus folgt $64^1/_2$ respektive 68% *An*-Gehalt, im Mittel 66%. Ferner ergibt sich die Orientierung des Schnittes $\varphi = -5°$, $\lambda = +6°$. Hienach lassen sich die Auslöschungsschiefen in der äußeren Zone deuten. Für einen Schnitt dieser Lage entnimmt man den Diagrammen von M. Levy folgende Auslöschungsschiefen:

60% *An*	+ 12°
50% *An*	+ 10°
36% *An*	+ 3°

Da die Auslöschungsschiefe in der äußersten Zone von (1) + 11° beträgt, so ergibt sich, daß diese kaum unter 50% Anorthit herabgeht.

15. Leuzit-Tephrit, Falkenberg. Decke bei 500 *m*. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. Nr. III. Analyse von Hanusch.)

Dieses Gestein hat vorzügliche Plagioklas-Einsprenglinge mit deutlicher Zonenstruktur. Ein Schnitt sehr gut senkrecht zu M und P zeigt Auslöschungsschiefen von 34·0 und 34·5°; in einer dem Kern genäherten Zone geht die Auslöschungsschiefe bis 29·5° herab. Ein Doppelzwilling zeigt (1) 6°, (1′) 6°, (2) 26°, (2′) 29°. Der Charakter der Doppelbrechung erweist sich deutlich aber nicht stark positiv.

Aus den angeführten Zahlen folgt ein Anorthitgehalt von 62—55%.

16. Nephelin-Leuzit-Tephrit, Schichenberg, 400 *m*. Analyse von F. Hanusch (Hibsch, T. M. P. M. XV. 270. I.)

17. Augitit, Hutberg, SO. von Tetschen. Analyse von R. Pfohl. (Hibsch, T. M. P. M. XV. 264.)

18. Feldspatbasalt, Scharfensteintunnel. (Hibsch, T. M. P. M. XVII. 47. Analyse von Pfohl.)

Hibsch gibt die Zusammensetzung Ab_1An_3 für die Feldspate der Feldspatbasalte. Dies wird durch meine Beobachtungen bestätigt. Die meist sehr kleinen Plagioklaskrystalle zumeist Doppelzwillinge, wobei aber häufig ein oder zwei Individuen so schmal entwickelt sind, daß ihre Auslöschungsrichtung nicht sicher einstellbar war. $\perp MP + 38°$.

Doppelzwillinge lieferten folgende konjugierte Auslöschungsschiefen:

(1)	(1′)	(2)	(2′)
20°	20°	40°	
15		39	
18	22	44	
22		42	
36	37		

Aus allen Beobachtungen folgt, daß die Plagioklase zwischen 60 und 80% *An* enthalten.

Digitized by Google

19. Feldspatbasalt, Paudlersberg (Hibsch, T. M. P. M. XV. 247, Nr. III. Analyse von R. Pfohl).

In diesem Gesteine sind Doppelzwillinge selten, zumeist treten nur einfache Albitzwillinge auf:

(1)	(1')	(2)	(2')
29	31		
31	34		
31	32		
25	27		
22	25		
16	17	44	44
21		43	

Ein zufälliger Schnitt läßt den charakteristischen Umriß nach *M* erkennen und eine negative Auslöschungsschiefe von — 17·5°; diese Zahl gilt für den äußersten Saum. Der Kern ist so mit Einschlüssen erfüllt, daß die Auslöschungsrichtung nicht zu ermitteln war.

Aus den Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 80 bis 55 %.

20. Feldspatbasalt, Warkotsch bei Aussig. Briefliche Mitteilung von J. E. Hibsch.

21. Feldspatbasalt mit poikilitischer Struktur, Nordseite der Steinwand. Analyse von R. Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XV, 247. II.

22. Feldspatbasalt, Nordostkante der Steinwand (Hibsch, T. M. P. M. XV. 247. Nr. 1). Analyse von Pfohl.

Das Gestein ist ausgezeichnet durch poikilitische Entwicklung des Plagioklases. Konjugierte Auslöschungsschiefen: (1) : 5°, (2) 29°, (2') 26°, ein einfacher Albitzwilling (1) 23°, (1') 24°. Aus diesen Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 60 bis 70 %.

23. Basalt, Wostry bei Milleschau. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, 69, 1890. Petrographisch nicht untersucht, mutmaßlich Feldspatbasalt.

24. Feldspatbasalt, Ovčin bei Boretz. Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 63, 1890. Bestimmung nach eigener Untersuchung.

25. Feldspatbasalt, Homolka bei Wchinitz (Lobositz). Analyse von Hanamann. Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 62. Bestimmung nach eigener Untersuchung.

26. Magmabasalt, Chlumek bei Pschan. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, S. 66.

27. Basaltischer Nephelinit, St. Georgsberg bei Raudnitz. Analyse und petrographische Untersuchung von Josef Hoffmann. Lotos 1896, Nr. 7, 241.

28. Nephelinbasalt, Radobyl. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, 59, 1890.

29. Nephelinbasalt, Groß-Wöhlen. Analyse von Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XVII, 49, 1897.

Digitized by Google

30. Nephelinbasalt, Lobosch bei Lobositz. Analyse von Hanamann, Archiv für naturw. Landesdurchforschung VII, Nr. 3, 57, 1890.

31. Leuzitbasalt, Dobernberg. Analyse von R. Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XV, 255.

B. Tiefen- und Ganggesteine.

32. Nephelinporphyr, Rongstock. Analyse von F. Hanusch. Hibsch, T. M. P. M. 21, 577, 1902. Vergl. auch Hibsch, T. M. P. M. IX, 265—267 und Rosenbusch, Mikroskop. Physiographie II, 3. Aufl., 434.

Die Feldspate dieses Gesteins haben eine verschiedenartige Beurteilung erfahren. Es kommen, wie alle Beobachter angeben, Alkalifeldspate vor. Vorherrschend sind aber Plagioklase mit feiner Zwillingsstreifung, die von breiten Mänteln von Alkalifeldspat umgeben sind. In dem zwillingsgestreiften Plagioklaskern ist der höhere Brechungsindex größer, der niedere gleich dem von Kanadabalsam. In Schnitten, wo eine optische Achse austritt, erweist sich der Charakter der Doppelbrechung negativ.

In Schnitten, welche annähernd senkrecht zu α getroffen haben, erkennt man, daß die Ebene der optischen Achsen mit der des Sanidinmantels nicht zusammenfällt.

In einem Schnitt ziemlich genau senkrecht zu M und P ist die Auslöschungsschiefe im Kern (1) + 22, (1′) — 23°; in der Hülle + 15° und — 13°. In diesem Schnitt bilden die α-Mittellinien einen Winkel von $4^1/_2{}^\circ$ im Kern, 2° in der Hülle. Die Mittellinie liegt in dem richtig orientierten Individuum (1) links von der Medianebene. Ein anderer Schnitt annähernd senkrecht α gibt die nicht vollkommen symmetrischen Auslöschungsschiefen (1) + 19°, (1′) — 16°.

Ein letzter Schnitt läßt in zwei Hälften eines Albitzwillings je eine optische Achse erkennen. Im Kern ist $AB_\alpha = 25°$, in der Hülle 21°.

Aus den Beobachtungen folgt ein Anorthitgehalt von 31 bis 38 % aus den Auslöschungsschiefen, 32 % bis 42 % aus dem Winkel AB_α, also in recht guter Übereinstimmung bei gänzlich verschiedener Methode.

33. Tinguait-Porphyr, Skritin bei Rongstock. Hibsch, T. M. P. M. XIX, 33. Analyse von F. Hanusch.

Das Gestein ist ziemlich stark zersetzt, es enthält über 3 % Kohlensäure, je nachdem man annimmt, daß das Kalziumkarbonat von außen zugeführt wurde oder dem Gestein selbst entstammt, erhält man für $a\,c\,f$ verschiedene Zahlen, aber stets liegt der berechnete Analysenort auf der Linie AF; die Tonerdemenge reicht nicht aus, um die Alkalien zu binden. Ein Teil der Alkalien steckt also in dem Ägirin-Molekül, ein weiterer Überschuß in dem aluminiumarmen Sodalith-Molekül. Für c ergibt sich in beiden Fällen aus der Rechnung 0. Unter Beibehaltung des CaO aus $CaCO_3$ erhält man $a = 9{\cdot}6$, $c = 0$, $f = 10{\cdot}4$; $a-f = -0{\cdot}8$. Nach Abrechnung des $CaCO_3$ $a = 11{\cdot}7$, $c = 0$, $f = 8{\cdot}3$; $a-f = 3{\cdot}4$.

Trotz der Zahl 0 für c ist in den Feldeinsprenglingen ein Plagioklas mit 22 % *An* nachweisbar. Die sicherste Bestimmung ermöglicht ein Durchschnitt, der im Gesichtsfeld die optischen Achsen in dem Hauptindividuum, in Lamellen nach dem Albitgesetz und in Periklinlamellen einstellen läßt. Der Winkel AB_α ist verschwindend klein, der Winkel $AB_\pi = 10{\cdot}5°$. Das führt auf den Plagioklas mit 22 % *An*. Diese Oligoklaskerne sind von vielmal mächtigeren Sanidinmänteln umgeben.

34. Gauteit, Mühlörzen. Hibsch, T. M. P. M. XVII, 84. Analyse von Pfohl.

Digitized by Google

Nach Hibsch sind die Plagioklase des Gesteins Labrador bis Andesin. In dem mir vorliegenden Dünnschliff ist der Plagioklas meist arg zersetzt. Die besten Bestimmungen ermöglichte ein Schnitt nach *M*, dessen Sanidinmantel das Bild der Mittellinie γ ziemlich gut zentriert zeigte. Im Kern des Plagioklases war die Auslöschungsschiefe — 7·5°, in der Hülle + 2·5°. Hieraus folgt ein Anorthitgehalt von 40 bis 28 %.

35. Essexit, Rongstock. Analyse von Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XIV, 99.

36. Essexit, Rongstock. Analyse von Pfohl. Hibsch, T. M. P. M. XV. 487.

Über dieses Gestein berichtet Hibsch zuerst in den Verhandlungen der k. k. geol. Reichsanstalt 1889. Ausführlich wird es beschrieben in den Erläuterungen zu Blatt Rongstock der geol. Karte des Mittelgebirges. T. M. P. M. XIX, 51. Der Plagioklasgehalt des Gesteins ist beträchtlich. Hibsch gibt als die Zusammensetzung des Kernes Labrador an (seltener $Ab_2\ An_3$, häufiger $Ab_1\ An_1$), welcher von jüngeren, kalkärmeren Säumen umgeben ist; letztere nähern sich bisweilen dem Oligoklas.

An Schliffen aus dem mineral.-petrogr. Institut konnte ich folgende Beobachtungen machen:

Schnitte durch Doppelzwillinge gaben:

(1)	(1′)	(2)	(2′)	
+ 27°	— 24°	— 6°		
— 26	+ 27	— 14		
— 27·5	+ 26·5	— 7·2	+ 6·5°	Kern
— 5			— 3	Hülle
— 25·2	+ 25·8	— 10·2	+ 12·8	Kern
— 10·2	+ 3·3	0	+ 3·3	Hülle (sehr ungleichmäßig entwickelt).

In den zuerst angeführten Schnitten war (1) ziemlich senkrecht zu *M* und *P* getroffen.

Ein Schnitt eines Albitzwillings ließ AB_α im Kern zu 38°, in der Hülle zu 22° bestimmen.

Ferner ergab sich der Charakter der Doppelbrechung im Kern +, in der Hülle —.

Hieraus ist zu schließen, daß der Kern die Zusammensetzung Ab_1, An_1 nicht viel — wenn überhaupt — überschreitet, während die Hülle bis gegen 30% Anorthitgehalt heruntergehen dürfte.

37. Sodalith-Augit-Syenit, Großpriesen. Analyse F. Hanusch. Hibsch, T. M. P. M. XXI, 160.

Der vorherrschende Feldspat des analysierten Gesteins aus der Mitte des Stockes ist ein Alkalifeldspat mit einer Auslöschungsschiefe von + 5° auf *M* und einem recht kleinen Achsenwinkel $2V_\alpha = 38°$. Die Ebene der optischen Achsen steht senkrecht zur *M*. Auf Schnitten senkrecht zu *M* sieht man keinerlei Zwillingsbildung als den häufigen Karlsbader Zwilling.

Digitized by Google

In vielen Durchschnitten liegt zentral ein mit Analcim (?) erfüllter Hohlraum, den möglicherweise früher Plagioklas eingenommen hatte.

Nur in einer randlichen Varietät treten größere Plagioklase mit Mänteln von Alkalifeldspaten auf, welche folgende Bestimmungen zuließen:

$$AB_\alpha = 36°$$
$$AB_\pi = 49°$$

Abstand der Mittellinie γ des nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Individuums von der durch A und B_α gelegten Ebene 18°. Dieser Winkel ist nach den Diagrammen von M. Levy $16^1/_2°$ für Labrador, $31^1/_2°$ für Andesin.

Auslöschungsschiefe im Schnitt $\perp \gamma$ gegen M 8°.

Aus diesen Beobachtungen folgt für den Plagioklas im Sodalith-Augit-Syenit ein Anorthitgehalt von ca. 45%.

Die sonderbare Ähnlichkeit der beiden körnigen Massengesteine von Rongstock und Großpriesen in Bezug auf den chemischen Bestand bei weitgehenden Unterschieden der mineralischen Zusammensetzung ist von Hibsch gebührendermaßen hervorgehoben worden.

Im Essexit führt die Krystallisation zu basaltischem Augit, etwas Biotit, viel Plagioklas mit Hüllen von Alkalifeldspat, mit etwas Nephelin und Cancrinit.

Im Sodalith-Augit-Syenit finden wir neben grauem oder lichtgrünem Augit und brauner Hornblende vor allem ein Mineral der Sodalithgruppe und Feldspate, die einen schmächtigen Kern von Plagioklas mit breitem Saum von Alkalifeldspat darbieten; auch Eisenerz scheint reichlicher vorhanden zu sein. Die übrigen Akzessorien zeigen keine auffallenden Unterschiede.

Hibsch nimmt zur Erklärung der auffallenden Erscheinung an, daß das Sodalith-Syenit-Magma reicher an Cl und SO_3 gewesen sei, welche die Bildung des Si-armen Sodalithminerals begünstigten, worauf mehr SiO_2 frei blieb zur Bildung von sauren Feldspaten.

Damit ist also eigentlich zugegeben, daß die Magmen nicht identisch waren; die große Ähnlichkeit der Analysen ist also zum Teil dadurch herbeigeführt, daß der Sodalith-Augit-Syenit seines ursprünglichen Gehaltes an Cl und SO_3 verlustig gegangen ist. Er dürfte also früher auch alkalireicher gewesen sein als der unveränderte Essexit.

Wenn wir schon auf der Suche nach chemischen Unterschieden der beiden Gesteine sind, gelingt es nicht schwer, auch noch weitere Differenzen nachzuweisen, welche, wenn auch nur leise angedeutet, nach jener Richtung zielen, die durch die mineralogischen Unterschiede der beiden Gesteine gefordert wird.

So ist zunächst der Essexit, wenn auch nicht bedeutend, so doch wahrnehmbar reicher an c (Essexit 2·2, 2·4, Sodalith-Syenit 1·7). Der Unterschied würde noch größer sein, wenn nicht der Sodalith-Syenit einen Teil seines Alkaligehaltes verloren hätte. In derselben Richtung liegt der größere Gehalt an Plagioklas und die anorthitreichere Mischung desselben im Essexit.

Ein anderer Unterschied betrifft das Verhältnis von Fe und Mg und jenem Teil von Ca, der in der F-Molekel steckt. In den Prozentzahlen ist der Unterschied allerdings geringfügig, aber in den Atomzahlen kommt er besser zur Geltung.

Digitized by Google

Im Essexit verhält sich $Fe:Mg:Ca$, wenn wir auf die Summe 10 rechnen, wie 4·2:2·8:3·0 (35) und 4·6:2·7:2·7 (36); im Sodalith-Syenit 4·7:2·1:3·2. Hier ist also der Mg-Gehalt des F merklich kleiner als im Essexit, was wohl auch mitwirkt bei der verschiedenartigen Zerfällung der beiden Magmen.

38. Leuzit-Monchiquit, Mädstein. Hibsch, T. M. P. M. XIX, 67. Analyse von F. Hanusch.

39. Monchiquit, Ziegenberg. Hibsch, T. M. P. M. XIV, 100, XXI, 552. Analyse von Hanusch.

40. Hauynophyr, Großpriesen. Hibsch, T. M. P. M. XXI, 528. Analyse von Hanusch.

41. Theralith von Duppau. Analyse von H. Tertsch. Vergl. F. Bauer, T. M. P. M. XXII, dieses Heft.

Andesgebiet.

Die Dacit- und Andesit-Analysen entnehme ich dem Werke von R. Küch: Geologische Studien in der Republik Colombia. Petrographie. 1. Die vulkanischen Gesteine. — W. Reiß und A. Stübel, Reisen in Südamerika. Berlin 1892.

Die Rhyolith-Analysen der Schrift von J. P. Iddings, The origin of igneous rocks. Bull. Phil. Soc. Wash. Vol. 12. Die Basalt-Analysen der Sammlung von Gesteins-Analysen aus dem Bulletin U. S. Geological Survey. Nr. 148. Analyses of rocks and analytical methods U. S. Geological Survey 1880—1896. Clarke and Hillebrand (abgekürzt AR.).

Verzeichnis der Analysen aus dem Andesgebiet.

1. Obsidian, Obsidian Cliff, Iddings l. c., Tab. I, No. 25.

2. Lithoidischer Rhyolith, Obsidian Cliff, Iddings l. c., Tab. I, Nr. 26.

3. Obsidian, Obsidian Cliff, Iddings l. c., Tab. I, No. 27.

4. Rhyolith, Upper Geysir basin, Iddings l. c., Tab. I, 22.

5. Obsidian, East of Willow park, Iddings l. c., Tab. I, 24.

6. Rhyolith, Tower Creek, Iddings l. c., Tab. I, No. 23.

7. Dacit (Biotit-, Amphibol-Dacit), Guáitara-Abhang, Loma de Ales. Küch, Colombia, S. 147. Spezifisches Gewicht des Feldspates $s = 2{\cdot}688—2{\cdot}566$, Mittel 2·677.

8. Dacit, Höhe des Paramo, Azufral de Túquerres, Küch l. c., S. 159, XXII.

9. Glasreicher Dacit, Azufral de Túquerres, Küch l. c., S. 155, XX. $s = 2{\cdot}68 \ldots 2{\cdot}559$.

10. Pyroxen-Amphibol-Dacit, Houdon Chiles, Küch l. c., S. 179, XIX. Feldspat $s = 2{\cdot}67—2{\cdot}68$.

11. Vitrophyrischer Dacit, Monte Tajumbina, Küch l. c., Analyse von Hoepfner.

12. Pyroxen-Dacit, Cumbal, auf der Höhe der letzten Loma an der Nordostseite. 4200 *m* Höhe, Küch l. c. 167, XVIII. Feldspat $s = 2{\cdot}670$.

13. Amphibol-Pyroxen-Dacit, Chiles, Block an der oberen Grenze der Vegetation, 4353 *m*, Ostseite; Küch l. c., 172, Feldspat $s = 2{\cdot}691 \ldots 2{\cdot}674 \ldots 2{\cdot}634$.

14. Amphibol-Pyroxen-Dacit, Tajumbina, Blöcke von den Llanos de las Musas, Küch, l. c. 125.

Digitized by Google

15. Quarz und Olivin führender Amphibol-Pyroxen-Andesit, Quebrada Chuohala chiquita, Nordwestseite, Küch l. c., 186, XV. Feldspat $s = 2{\cdot}658$.

16. Amphibol- Andesit, Santissima virgen de Yanancal, Küch, l. c. 145. Feldspat $s = 2{\cdot}737 \ldots 2{\cdot}681$.

17. Pyroxen-Andesit, Vulkan von Pasto, Lava von 1869, unterster Teil, Küch, l. c. 141, XIII.

18. Amphibol-Andesit, Peñon de Pitayó, Westabhang, Küch, l. c. 105, XI.

19. Pyroxen-Andesit, Vulkan von Pasto, Nordwest, Fuß des Purgatario, Küch, l. c. 139, Feldspat $s = 2{\cdot}727 \ldots 2{\cdot}699 \ldots 2{\cdot}675$.

20. Pyroxen-Andesit, Azufral de Túquerres, Quebrada de Molino, Küch, l. c. 151, X, Feldspat $s = 2{\cdot}747 \ldots 2{\cdot}708 \ldots 2{\cdot}668$.

21. Hypersthenbasalt, Crater Lake, AR., pag. 231 (Hillebrand).

22. Hypersthenbasalt, Mt. Ingalls, AR., 203. Turner: The Rocks of Sierra Nevada, U. S. Geol. Survey XIV, 492.

23. Basalt, Crater Peak, Shasta County, Anal. von R. B. Riggs. AR. 200 *O*.

24. Quarzbasalt, Cinder Cone, Diller, Am. Journal of Science, XXXIII. 1887.

25. Basalt, Summit of Richmont Mt., Anal. von J. E. Whitfield, Eureka AR. 189.

26. Basalt, 1 mile S. O. Paines Creek, Analyse von Chatard, AR. 200 *L*.

27. Basalt, Summit of Inskip Crater, Analyse Hillebrand und Chatard. AR. 200 *M*.

Tabelle I. **Atomzahlen der Mittelgebirgsgesteine.**

Ergußgesteine.

	Trachyt	Phonolith					Phonolithischer Tephrit			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Si .	59·3	51·3	53·0	53·0	52·2	50·9	49·1	49·6	47·6	51·6
Al .	19·7	21·9	23·6	20·5	21·9	20·8	23·1	22·1	20·1	20·1
Fe .	2·6	3·3	2·9	3·4	4·8	3·4	2·9	5·1	6·0	5·3
Mg .	0·7	0·4	0·8	0·9	0·3	1·1	1·9	3·2	1·8	3·0
Ca .	1·7	0·5	3·1	3·3	4·6	5·1	4·9	6·4	7·2	6·8
Na .	8·5	15·9	11·4	12·8	10·2	13·2	12·8	10·4	12·1	8·3
K .	7·5	6·7	5·2	6·1	6·0	5·5	5·3	3·2	5·2	4·9
a .	12·4	15·0	11·1	11·8	9·1	9·9	9·7	6·3	7·3	6·1
c .	2·5	0	4·2	1·0	3·2	1·1	2·6	4·0	1·2	3·2
f .	5·1	5·0	4·7	7·2	7·7	9·0	7·7	9·7	11·5	10·7
k .	1·08	0·72	0·89	0·83	0·82	0·76	0·54	0·83	0·70	0·93
In *f* *Fe* .	7·9	7·7	8·2	4·2	7·0	3·3	4·0	4·9	4.4	4·6
In *f* *Mg*	2·1	1·1	1·8	1·5	0·4	1·4	2·6	3·0	1·4	2·6
In *f* *Ca* .	0	1·2	0	4·3	2·6	5·3	3·4	2·1	4·2	2·8

Digitized by Google

	Basaltischer Tephrit						Augitit
	11	12	13	14	15	16	17
Si	45·0	46·4	45·7	48·0	48·2	46·4	43·4
Al	20·7	16·8	17·5	18·9	16·5	15·2	13·0
Fe	8·3	11·9	5·8	8·1	12·8	12·1	10·4
Mg	6·1	1·3	7·6	5·6	1·2	5·7	16·8
Ca	10·4	9·8	10·6	10·0	11·1	11·6	8·0
Na	6·0	10·7	8·0	5·7	6·9	6·4	7·2
K	3·5	3·1	4·8	3·7	3·3	2·6	1·2
a	3·3	4·6	4·2	3·3	3·4	2·7	2·1
c	3·9	1·0	1·6	3·3	2·0	1·8	1·2
f	12·8	14·4	14·2	13·4	14·6	15·5	16·7
k	0·77	0·70	0·72	0·84	0·68	0·78	0·70
In *f* *Fe*	4·3	5·6	2·7	4·3	5·8	4·6	3·2
In *f* *Mg*	3·2	0·6	3·5	2·9	0·5	2·2	5·1
In *f* *Ca*	2·5	3·8	3·8	2·8	3·7	3·2	1·7

	Feldspatbasalt							
	18	19	20	21	22	23	24	25
Si	41·1	39·0	40·9	38·1	41·6	41·6	41·1	45·3
Al	18·8	19·1	16·8	18·3	15·9	14·3	14·3	12·1
Fe	10·1	10·1	9·4	9·0	9·5	9·0	12·4	12·3
Mg	8·6	10·2	10·8	14·8	13·9	17·5	13·7	12·1
Ca	11·0	11·6	11·9	10·9	12·1	9·7	10·9	11·6
Na	7·5	7·6	7·2	7·5	5·2	6·3	6·6	5·6
K	2·9	2·4	3·0	1·4	1·8	1·6	1·0	1 0
a	3·0	2·7	2·7	2·3	1·8	2·0	1·9	1·7
c	2·4	2·5	1·8	2·4	2·3	1·6	1·6	1·4
f	14·6	14·8	15·5	15·3	15·9	16·4	16 5	16·9
k	0·63	0·59	0·62	0·55	0·68	0·66	0·57	0·78
In *f* *Fe*	4·0	3·7	3·4	3·0	3·0	2·7	3·7	3·7
In *f* *Mg*	3·3	3·7	3·6	4·9	4·5	5·3	4·1	3·6
In *f* *Ca*	2·7	2·6	3·0	2·1	2·5	2·0	2·2	2·6

Digitized by Google

	Magma-basalt	Basaltischer Nephelinit	Nephelinbasalt			Leuzit-basalt
	26	27	28	29	30	31
Si	41·8	35·8	35·4	37·7	37·6	44·2
Al	20·5	18·8	19·6	16·7	12·6	14·7
Fe	12·7	10·9	8·3	9·2	13·7	8·3
Mg	5·4	9·9	15·0	13·8	17·0	15·7
Ca	11·9	13·1	12·6	14·6	11·4	12·7
Na	6·7	8·6	7·6	6·3	6·1	3·5
K	1·0	2·8	1·5	1·7	1·6	0·9
a	2·3	2·8	2·3	2·0	1·7	1·1
c	3·8	1·9	2·5	2·1	1·1	2·7
f	13·9	15·3	15·1	15·9	17·2	16·2
k	0·70	0·50	0·52	0·57	0·55	0·80
In *F*: *Fe*	5·4	3·6	2·7	3·1	3·5	2·6
In *F*: *Mg*	2·3	3·3	4·9	4·2	4·3	5·0
In *F*: *Ca*	2·3	3·1	2·4	2·8	2 4	2·4

Tiefen- und Ganggesteine.

	Nephelin-porphyr	Tinguait-porphyr	Ganteit	Essexit		Sodalith-Augit-Syenit	Monchiquit		Hauyno-phyr	Theralith
	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41
Si	50·8	50·5	51·1	48·0	46·6	47·3	45·2	44·8	42·8	43·1
Al	20·1	18·3	20·3	19·2	19·5	18·5	20·9	17·4	14·0	14·9
Fe	4·2	6·6	4·1	6·9	8·2	8·4	6·9	9·5	10·8	11·6
Mg	1·3	0·9	3·6	4·6	4·7	3·8	6·0	6·5	9·6	8·1
Ca	3·7	4·2	4·9	7·8	8·0	8·2	8·5	8·9	14·0	10·8
Na	15·3	13·3	8·1	9·9	8·6	9·6	7·4	7·9	6·8	9·3
K	4·6	6·2	7·9	3·6	4·4	4·2	5·1	5·0	2·0	2·2
a	10·4	9·6	7·7	5·2	4·7	5·1	4·5	4·2	2·3	3·2
c	0·1	0	2·0	2·2	2·4	1·7	3·1	1·4	1·3	0·9
f	9·5	10·4	10·3	12·6	12·9	13·2	12·4	14·4	16·4	15·9
k	0·73	0·64	0·82	0·77	0·74	0·74	0·72	0·68	0·67	0·65
In *F*: *Fe*	4·6	5·1	3·9	4·2	4·6	4·7	4·0	4·2	3·4	4·0
In *F*: *Mg*	1·5	0·9	3·4	2·8	2·7	2·1	3·5	2·9	3·0	2·8
In *F*: *Ca*	3·9	4·0	2·7	3·0	2·7	3·2	2·5	2·9	3·6	3·2

Digitized by Google

Anmerkung. In die Zahlen für *Si* sind die für *Ti*, in jene für *Fe* die für *Mn* eingerechnet; es ist in

	Ti	*Mn*		*Ti*	*Mn*
1	0·2		18	1·5	
2	1·0	1·1	19	0·8	
4	0·5	0·2	20	0·4	
6	0·3	0·2	27	0·1	1·1
7	0·2		28	0·2	0·2
9	0·1		29	0·7	
10	0·4	0·4	31	1·5	
11	1·3		32	0·9	0·6
12	1·3	1·2	33		0·3
13	1·5		35	1·3	
14	0·1		37	0·5	0·8
15	1·4	1·5	38	1·1	0·6
16	1·2	0·8	39	2·3	0·3
17	1·8		40	3·5	0·2
			41	1·2	

Tabelle II. **Atomzahlen der Andesgesteine.**

Rhyolith.

	1	2	3	4	5	6
Si	70·7	71·0	70·9	67·4	68·1	67·8
Al	15·3	14·5	15·5	14·7	14·8	14·5
Fe	1·2	1·4	1·3	3·1	2·1	2·6
Mg	0·2	0·1	0·1	0·4	1·5	0·9
Ca	0·8	0·9	0·8	1·4	2·2	2·3
Na	7·0	8·7	7·1	7·9	8·3	7·3
K	4·8	3·4	4·3	5·1	3·0	4·6
a	14·6	14·4	14·4	11·4	9·9	10·2
c	1·4	2·1	2·0	1·5	3·1	2·2
f	2·4	3·5	3·6	7·1	7·0	7·6
Al + . . .	1·9	0·6	2·5	—	—	—
k	1·84	1·80	1·91	1·51	1·64	1·58
In *f*: *Fe* . . .	8·8	9·2	9·2	7·7	5·3	5·8
In *f*: *Mg* . . .	1·2	0·8	0·8	0·9	3·6	2·0
In *f*: *Ca* . . .	0	0	0	1·4	1·1	2·2

Digitized by Google

Dazit.

	7	8	9	10	11	12	13	14
Si . .	66·7	63·8	63·6	64·0	60·0	61·6	59·5	60·7
Al . .	17·6	17·6	19·4	16·6	20·8	17·2	16·9	17·1
Fe . .	1·6	2·6	2·3	2·9	4·4	3·6	3·6	4·0
Mg .	1·2	1·6	1·5	2·8	1·7	2·9	3·5	3·6
Ca .	2·6	3·5	3·5	3·5	4·9	4·5	4·3	4·4
Na .	7·6	8·2	7·1	6·9	6·7	8·3	8·9	7·3
K . .	2·7	2·7	2·6	3·3	2·4	1·9	3·3	2·9
a . .	9·8	8·2	7·9	7·2	5·9	6·4	7·0	6·0
c . .	4·9	5·2	5·8	4·5	6·3	4·3	2·7	4·0
f . .	5·3	6·6	6·3	8·3	7·8	9·3	10·3	10·0
Al + .	2·1	—	2·44	—	1·58	—	—	—
k . .	1·72	1·46	1·77	1·48	1·37	1·37	1·18	1·31
In *f* *Fe* .	5·8	6·0	6·2	4·8	7·2	4·7	3·9	4·7
In *f* *Mg*	4·2	3·7	3·8	4·6	2·8	3·9	3·9	4·2
In *f* *Ca* .	0	0·3	0	0·6	0	1·4	2·2	1·1

Andesit.

	15	16	17	18	19	20
Si	58·9	60·1	56·1	56·9	53·0	56·9
Al	17·9	18·2	17·4	17·3	19·9	17·2
Fe	3·9	4·8	5·0	5·1	6·0	5·4
Mg	4·6	1·5	4·0	5·1	4·9	5·1
Ca	4·8	6·9	5·7	5·3	7·1	6·4
Na	6·4	5·4	8·7	7·2	7·2	6·9
K	3·5	3·1	3·1	3·1	1·9	2·1
a	5·5	4·9	5·8	5·0	4·1	3·8
c	4·4	5·5	3·7	3·3	4·7	3·4
f	10·1	9·6	11·5	11·7	11·2	12·8
k	1·26	1·37	1·06	1·14	1·04	1·12
In *f* *Fe* . . .	4·2	5·7	4·2	4·3	4·8	5·1
In *f* *Mg* . . .	5·0	1·8	3·4	4·1	3·8	3·3
In *f* *Ca* . . .	0·8	2·5	2·4	1·6	1·4	1·6

Digitized by Google

	Basalt.						
	21	22	23	24	25	26	27
Si	53·5	50·2	50·2	53·2	49·6	44·7	48·2
Al	20·6	19·6	20·2	17·9	18·6	20·2	17·2
Fe	4·7	5·3	6·5	4·8	6·6	7·2	6·4
Mg	5·9	7·6	6·9	9·3	8·0	12 5	11·6
Ca	7·5	10·4	8·8	7·6	10·8	11·1	11·6
Na	6·9	5·2	6·5	5·3	4·2	4·1	4·6
K	0·9	1·6	0·9	1·9	2·2	0·3	0·4
a	3·5	3·5	2·9	2·8	2·3	1·3	1·6
c	5·9	4·8	4·5	4·2	4·2	4·8	4·1
f	10·6	12·7	12·6	13·0	13·5	13·9	14·3
k	1·12	1·0	0·99	1·09	0·98	0·86	0·92
In *f*: *Fe* . . .	4·1	3·2	4·0	3·0	3·4	3·1	2·8
In *f*: *Mg* . . .	5·1	4·5	4·2	5·7	4·1	5·5	5·0
In *f*: *Ca* . . .	0·8	2·3	1·8	1·3	2·5	1·4	2·2

Digitized by Google

XII. Petrographische Untersuchung des Duppauer Theralithvorkommens.

Von **Franz Bauer.**

(Hiezu Taf. III und 4 Textfiguren.)

Im Jahre 1900 machte Herr Professor Becke in den Verhandlungen der geologischen Reichanstalt die Mitteilung[1]) über ein von Professor P. Josef Wiesbaur in Duppau entdecktes neues Gesteinsvorkommen am Flurhübl bei Duppau, welches irrtümlicherweise in den geologischen Karten als Hornblendeschiefer verzeichnet wurde. Wie sich Herr Professor Becke an Ort und Stelle selbst überzeugte, war das in Frage stehende Gestein Theralith.

Neben diesem Tiefengestein treten lichtgefärbte Gesteine auf, zahlreiche Adern und Gänge im Theralith bildend. Sowohl der Theralith als die gangförmig auftretenden Gesteine zeigen in ihrer Ausbildungsweise Abänderungen, welche bei der detaillierten petrographischen Untersuchung entsprechend berücksichtigt wurden. Die genauere petrographische Untersuchung dieses interessanten Vorkommens wurde dem Verfasser anvertraut und es sei demselben an dieser Stelle gestattet, seinem hochverehrten Lehrer, Herrn Professor Becke den innigsten Dank auszusprechen für die hilfreiche Unterstützung, welche er ihm durch Rat und Tat zuteil werden ließ.

Die chemische Analyse des Gesteins wurde von meinem Freunde, Herrn Hermann Tertsch, Assistent im mineralogischen Institut, im Laboratorium des Herrn Hofrat Ludwig ausgeführt. Auch ihm sei an dieser Stelle der herzlichste Dank ausgesprochen.

---

[1]) F. Becke, Vorläufige Mitteilung über die Auffindung von Theralith am Flurhübl bei Duppau. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1900, Nr. 13, 14, pag. 351.

Digitized by Google

Theralith.

Die als Repräsentanten des typischen Gesteins untersuchten Handstücke stammen aus dem Meyerschen Steinbruch. Mikroskopisch zeigt das Gestein eine mittelkörnige Struktur von äußerst strengem, schwer zersprengbarem Gefüge.

Daneben finden sich aber auch recht grobkörnige Partien, wie eine solche später beschrieben werden soll. In letzter Zeit wurden am nordwestlichen Abhang des Flurbübls neue Steinbrüche eröffnet und der Entdecker des Theralithvorkommens von Duppau, Herr J. Wiesbaur, hatte die Freundlichkeit, einige Gesteinsproben einzusenden, unter welchen namentlich eine feinkörnige Modifikation die Aufmerksamkeit erregte, sich aber dann bei der späteren petrographischen Untersuchung auch als Theralith erwies. Auch diese feinkörnige, fast dichte Varietät zeigt zahlreiche lichte Adern und Gänge, wie sie so häufig an dem mittelkörnigen Typus beobachtet wurden. *)

Mit bloßem Auge erkennt man, daß die dunklen Gemengteile vorherrschen; durch die in kleineren Mengen vorkommenden farblosen Gemengteile erhält das Gestein ein gesprenkeltes Aussehen. Oft sind größere Krystalle von Augit mit glänzenden Spaltflächen zu sehen. Auch der Biotit mit seinen braunschimmernden Spaltflächen ist ziemlich häufig. Selten sind die rostbraunen Flecke des zersetzten Olivins zu sehen. Unter den durchsichtigen Gemengteilen machen sich die Feldspate durch glänzende Spaltflächen kenntlich. Viele feine Nädelchen gehören einem akzessorischen Gemengteil, dem Apatit, an.

Dazwischen sind größere und kleinere Magnetitkörnchen unregelmäßig verteilt; auch Kiese sind in feiner Verteilung durch ihren hellen Metallglanz kenntlich. Bei mikroskopischer Beobachtung zeigt sich sofort die hypidiomorphe körnige Struktur des Tiefengesteins. Vor allem fallen die zahlreichen farbigen Gemengteile ins Auge. Unter diesen ist der Augit vorherrschend; daneben braune Hornblende, Biotit und zahlreiche Magnetitkörnchen, selten Olivin. Unter

*) C. E. M. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiete der mährisch-schlesischen Kreideformation mit Berücksichtigung der außerschlesischen Teschenitvorkommen. Tschermaks Mineral. u. petrogr. Mitt., VII Bd., 1. H., 1885. J. M. Clements, Die Gesteine des Duppauer Gebirges in Nordböhmen. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. 1890, 40. Bd., 1. Heft. J. E. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mountains and other localities in Montana-Territory. (Northern Transcont. Survey) 1885.

Digitized by Google

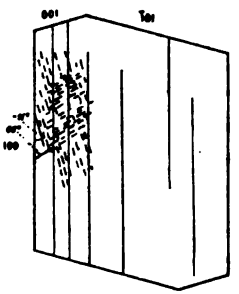
den farblosen Gemengteilen ist der Nephelin sehr häufig und bildet unregelmäßige Zwickel zwischen den früher ausgeschiedenen Krystallen. Daneben finden sich häufig innig verzwillingte Plagioklase und seltener Orthoklas. Als akzessorischer Gemengteil tritt Apatit recht häufig auf; Titanit in geringerer Menge und Kiese.

Augit.

Die Krystalle sind vollständig idiomorph ausgebildet und von sehr verschiedener Größe. Sie zeigen vorherrschend die Formen (100), (110), ($\bar{1}11$), untergeordnet (010).

Häufig wurde eine mehrfache Zwillingsbildung nach der Fläche (100) beobachtet. Meist sind die einzelnen Augitindividuen mit der

Fig. 1.



Orientierte Einschlüsse im Augit. Schnitt nach 010.

Hornblende parallel verwachsen. Verwachsungsebene ist (100) und die Orientierung der Mittellinien γ im Augit und in der Hornblende ist ähnlich, d. h. sie weichen im selben Sinne von der Vertikalachse c ab.

Von diesen parallelen Fortwachsungen und Durchwachsungen und ihrer Entstehungsweise soll bei der Hornblende noch gesprochen werden.

Zahlreiche Einschlüsse wurden beobachtet (siehe Fig. 1), Eisenerzkörnchen und Biotit in ganz regelloser Verteilung. Vornehmlich eine Art nadelförmiger Gebilde sind in fast allen Augiten sehr häufig. Dieselben sind schwarz, undurchsichtig, scharen sich an manchen Stellen eng zusammen und ihre gesetzmäßige Lagerung konnte auf optischem Wege ermittelt werden.

Digitized by Google

A. Dannenberg[1]) hat ähnliche Einschlüsse beobachtet und beschrieben, doch stimmen seine Beobachtungen mit den meinigen nicht überein. Man sieht zwei Systeme von Einschlüssen, die beide parallel (010) gelagert sind, da sie in Schnitten parallel (010) ihrer ganzen Ausdehnung nach bei derselben Einstellung des Mikroskops scharf erscheinen. Man kann da wieder unterscheiden eine Schar von Einschlüssen mit einer Neigung von -11^{0} gegen die Trace von (100), während die zweite Schar von Einschlüssen eine Neigung von $+65^{0}$ gegen dieselbe Trace erkennen läßt. Die Rechnung ließ erkennen, daß die steiler stehenden Einschlüsse nach dem Doma ($\bar{9}01$), die flacher liegenden nach (103) orientiert seien, welche die Winkel $-10^{0}53'$ und $+63^{0}6'$ verlangen.

Was nun die Verteilung dieser Einschlüsse in dem Augitkrystall anbelangt, so fanden sich die größten Anhäufungen in den dunklen Teilen vor, welche, nach der violettbraunen Farbe zu schließen, ziemlich viel Eisen und Titan enthalten.[2]) Über die Entstehung dieser Einschlüsse sind schon mehrfach Ansichten geäußert worden. So spricht J.W. Judd[3]) von Flächen innerhalb des Krystalls, längs denen chemische Einwirkungen am leichtesten platzgreifen. Längs dieser Ebenen leichter Löslichkeit entstehen unter großem Druck Hohlräume, die mit Flüssigkeiten oder festen Einschlüssen erfüllt sind.

Vielleicht ließen sich diese Einschlüsse am besten dadurch erklären, daß man annimmt, daß sowohl das Eisenoxyd als das Titanoxyd in Form einer festen Lösung im Augit vorhanden waren. Kommt nun der Augit unter Druckverhältnisse, welche ihn dieser Auflösungskraft ganz oder zum Teil berauben, so kommen die vorher gelösten Stoffe zur Krystallisation.

Für eine solche Erklärung spricht der Umstand, daß diese Einschlüsse in den dunkelgefärbten Zonen der Augitkrystalle oft dicht gedrängt auftreten, während sie in den hellen Schichten fehlen, sowie daß sie bisweilen nur die Anwachspyramiden der vertikalen

---

[1]) A. Dannenberg, Studien an Einschlüssen in den vulkanischen Gesteinen des Siebengebirges. Tschermaks Mineral. u. petrogr. Mitt., XIV. Bd., 1895, 1. H., pag. 17.

[2]) A. Knop, Über die Augite des Kaiserstuhlgebirges im Breisgau. Zeitschr. f. Kryst., Bd. X, pag. 85, 1885.

[3]) John W. Judd, On the relations betwen solution-planes of crystalls and those of secondary; twiminy and on the mode of development of negative crystalls alony the fomer. Min. Mag. Vol. VII, No. 33, pag. 81—92.

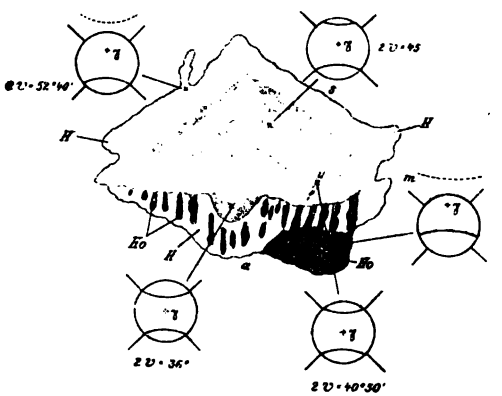
Digitized by Google

Flächen erfüllen, aber in den Anwachspyramiden der Pyramidenflächen nicht oder sehr spärlich auftreten.

Dieselbe Art von Einschlüssen, auch in derselben Weise angeordnet, findet sich auch in dem Augit des Essexit von Rongstock, der überhaupt mit dem Augit unseres Gesteins die größte Ähnlichkeit aufweist.

Die Durchschnitte der Augitkrystalle zeigen eine prächtige Zonarstruktur, welche es mit sich bringt, daß die Färbung in den verschiedenen Teilen des Krystalls wechselt (Taf. III, Fig. 1).

Fig. 2.



Schematische Darstellung der Verwachsung von Augit und Hornblende (vgl. Fig. 1, Taf. III); *a*, *m*, *s* geben die Lage der Krystallflächen (100). (110), (1̄11) an. *H* ist die äußerste gleichzeitig mit Hornblende *Ho* gebildete Hülle von licht gefärbtem Augit. Austritt der *A*-Achse.

Der Pleochroismus ist sehr deutlich:

α	$>$	β	$>$	γ
rötlichbraun		helles braungelb		sehr helles gelbgrün

Meist sind es Sanduhraugite mit prachtvoller Ausbildung der Anwachspyramiden.

Zunächst wurde ein Durchschnitt der Untersuchung unterzogen, welcher den Austritt der *A*-Achse im konvergenten Lichte zeigte. (Figur 2.) Er ließ deutlich ausgeprägt die Anwachspyramiden der Querfläche, des Prismas und der Pyramide erkennen. Dabei war der Augit mit Hornblende parallel verwachsen. Es zeigte sich nun in allen Teilen des Augitdurchschnittes ein stetiger Wechsel zwischen

Digitized by Google

helleren und dunkleren Anwachsschichten, parallel den Tracen der drei genannten Flächen. Zwischen gekreuzten Nikols waren die hellen Teile lichtblau, die dunklen graugrün.[1]) Der äußerste Saum des Augits war am hellsten.

Die Untersuchung der optischen Charaktere ergab folgendes: Die Dispersion ist geneigt und zwar sehr lebhaft. Wie auch an anderen Schnitten beobachtet wurde, ist der Mittelbalken des Interferenzbildes von γ blau und gelb gesäumt. Der blaue Saum ist der Achse B zugewendet, welche der Vertikalachse näher liegt, der gelbe Saum der Achse A. Hieraus folgt, daß die Auslöschungsschiefe $c\gamma$ für rot kleiner sein muß als für blau. Die Messung des Achsenwinkels wurde mittelst Zeichentisches und Camera lucida ausgeführt. Dabei wurde der komplizierte Bau der Krystalle berücksichtigt und die Größe des Achsenwinkels für die verschiedenen Teile des Krystalls ermittelt. Dabei resultierte folgendes:

Die Größe des Achsenwinkels $2V$ betrug im hellsten Teil, Anwachszone der Pyramide 53°. Ein dunkler Streifen, der durch alle drei Anwachspyramiden lief, ergab folgende Werte:

Im dunkelsten Teil,	Anwachspyramide	der (100)	36°.[2])
In einem etwas helleren Teil,	„	der (110)	41°.
	„	der ($\bar{1}11$)	45°

Daraus ergibt sich, daß der Achsenwinkel in den hellen Partien größer ist als in den dunklen. In den letzteren zeigt sich aber ein Größerwerden des Achsenwinkels von der Anwachspyramide der (100) zu denen der Pyramide.

Wie die Beobachtungen lehrten, erleidet die A-Achse keine merkliche Verschiebung, sie bleibt am Ort. Die B-Achse erleidet vom hellsten zum dunkelsten Teil eine Verschiebung von 17° als Differenz zwischen den beiden beobachteten Achsenwinkeln von $2V = 53°$ und $2V = 36°$. Daraus ergibt sich die Verschiebung der Mittellinie γ in einem Wert von $8\,^1/_2°$.

Um die Verschiebung der B-Achse tatsächlich zu messen, wurde noch ein Durchschnitt geprüft, welcher im Konoskop die B-Achse austreten ließ. (Figur 3.) Derselbe war auch ein Sanduhr-

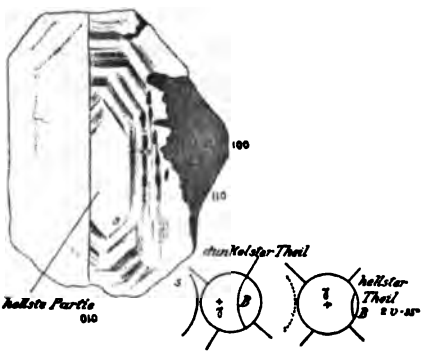
[1]) Eine Folge der starken Achsendispersion.

[2]) F. Becke, Gesteine der Columbretes. Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitt., XVI. Bd., 2. H., pag. 155.

Digitized by Google

augit. Der hellste Teil des Durchschnittes liegt im Innern und entspricht der Anwachspyramide der Pyramide ($\bar{1}11$). Er ist von zonal gebauten Schichten umgeben, die den Anwachspyramiden von (100) und (110) entsprechen. In diesen zeigte sich der schon beschriebene Wechsel von hellen und dunklen Schichten. Auch hier war der Augit mit Hornblende parallel verwachsen. Im hellsten Teil betrug die Größe des Achsenwinkels $2V = 55^\circ 20'$. Im dunkelsten Teil konnte $2V$ nicht mehr ermittelt werden, da die Mittellinie γ schon außerhalb des Gesichtsfeldes lag. Die Verschiebung der B-Achse wurde

Fig. 8.



Verwachsung von Augit und Hornblende. Austritt der B-Achse.

mittelst Zeichentisches gemessen und betrug $15^\circ 40'$. Daraus ergibt sich wieder unter Voraussetzung, daß die A-Achse keine merkliche Verschiebung erfährt, die Verschiebung der Mittellinie γ mit $7^\circ 50'$, in ziemlich guter Übereinstimmung mit den Messungen in dem ersten Augit.

An einem Schnitt nach (010), welcher Sanduhrstruktur und Zonenbau zeigte, wurden die Auslöschungsschiefen gemessen. Der Schnitt war recht genau nach (010) getroffen, wie das gut zentrierte Interferenzbild der optischen Normalen bewies. Die Messungen ergaben folgende Werte:

Dunkelster Teil des Durchschn.	Hellster Teil des Durchschn.
Anw. d. Prisma	Anw. d. Pyramide
$c\gamma = 57^\circ 51'$.	$c\gamma = 49^\circ 21'$.

Digitized by Google

Aus den Messungen dieser Auslöschungsschiefen ergibt sich die Verschiebung der Mittellinie von 8° 50′ in annähernder Übereinstimmung mit den früher gefundenen Werten.

An demselben Durchschnitt wurde der Charakter der Doppelbrechung geprüft, welcher, wie schon früher erkannt wurde, positiv ist. Auch ihre Stärke wurde gemessen und ergab für den Anwachsstreifen der Pyramide, hellster Teil des Durchschnittes:

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}026,$$

für den Anwachsstreifen des Prismas, dunkelster Teil des Durchschnittes:

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}024.$$

Hornblende.

Kommt zumeist in enger Verwachsung mit dem Augit vor. Oft ist dieselbe parallel, wie schon früher erwähnt wurde. Nur selten zeigt die Hornblende deutliche Krystallformen. Querschnitte zeigten (100) und (110) deutlich entwickelt und zeigten auch schön die Spaltrisse parallel den Prismenflächen; die Endigungen sind nicht deutlich. Ihre Farbe ist das tiefe Braun der basaltischen Hornblende. Der Pleochroismus ist sehr deutlich.

γ	$>$	β	$>$	α
tiefbraunrot		helleres Gelbbraun		sehr helles Gelb

Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Größe des Achsenwinkels betrug nach Messungen mit Hilfe der Kleinschen Lupe in Verbindung mit dem Czapskischen Okular

$$2V\alpha = 72°.$$

Die Stärke der Doppelbrechung wurde mittels Babinet an einem Schnitt nach (010) bestimmt und ergab für $\gamma - \alpha$ den Wert von 0·036. Aus diesen Daten folgt, daß die braune Hornblende zwischen basaltischer Hornblende und Barkevikit, aber dem letzteren näher steht.

Interessant sind nun die Fortwachsungen[1]) am Augit (Taf. III, Fig. 2). Das Verwachsungsgesetz ist das oben erwähnte: Querfläche und

[1]) F. Becke, Gesteine der Columbretes (Anhang: Einiges über die Beziehung von Pyroxen). Amphibol in den Gesteinen (T. M. P. M., Bd. XVI, H. 3 u. 4, pag. 308). — C. Rohrbach, Über die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. T. M. P. M., Bd. VII, 1885, 1. H.) — J. Paxson Iddings, The Eruptive Rocks of Electric Peak and Sepulchre Montain. Yellowstone National Park, U. St. Geol. Survey, 12. Rep., P. I, 1890—91, pag. 569.

Digitized by Google

Vertikalachse sind parallel und die Mittellinien γ nach derselben Seite geneigt. Die Grenze zwischen den beiden ist unregelmäßig, zackig, beide Minerale greifen taschenförmig ineinander. Dabei ragen die zungenförmigen Ausbuchtungen der Hornblende tief in den Augit hinein, und namentlich an den Stellen, an welchen die dunklen Anwachsschichten an die (100) Fläche heranreichen, haben sich diese Hornblendeteile förmlich festgesaugt und bezeichnen immer den Beginn eines solchen dunklen Teiles. Dort aber, wo der Augit an den Feldspat grenzt, ist er von der Hornblende vollständig frei, er hatte also schon seine fertige Gestalt gewonnen, als sich die Hornblende zu bilden begann, er hatte Zonarstruktur und jene Sanduhrstruktur, wie früher beschrieben wurde, es fehlte aber noch die äußerste hellste Partie. Das Gestein kam nun in jene Verhältnisse, unter welchen die Hornblende sich zu bilden begann, u. zw. auf Kosten des Augits in seinen eisenreichsten, dunklen Teilen, welche, wie die Beobachtungen lehrten, der (100) Fläche angrenzen. Immer schlug die Hornblende Wurzel, wo die eisenreichen, dunklen Streifen vorhanden waren. Während so die Hornblende wuchs, vergrößerte sich auch der Augit und bildete, da ihm das Eisen von der Hornblende entzogen wurde, die eisenärmste Partie, die sehr helle, äußere Randzone.

Während die inneren Teile des Augitkrystalles an den Anwachsschichten scharfe Entwicklung der Krystallform erkennen lassen, ist dieser äußerste gleichzeitig mit Hornblende entstandene Saum zackig und unregelmäßig begrenzt.

Olivin.

Der Olivin tritt so selten in dem typischen Theralith auf, daß man ihn als akzessorischen Gemengteil bezeichnen kann. Meist sind es unregelmäßige Körner, welche niemals Krystallform erkennen lassen; doch wurde in seltenen Fällen eine deutliche Spaltbarkeit nach (010) beobachtet. Im einfachen Lichte zeigen sich sonst die bekannten Eigenschaften des Olivins. Einschlüsse wurden in der Art beobachtet, wie sie Zirkel[1]) beschrieb. Dann sind nadelförmige, undurchsichtige Gebilde in bestimmter Orientierung vorhanden; doch ließ sich dieselbe wegen Mangels an geeigneten Schnitten nicht ermitteln. Der optische Charakter ist negativ. Der Olivin gehört also zu der eisenreichsten Varietät. Weiter treten die charakteristischen

[1]) Zirkel, Die mikroskopische Beschaffenheit der Mineralien und Gesteine, 1873.

Digitized by Google

Umsetzungserscheinungen auf, die Bildung der breiten, unregelmäßigen Sprünge mit angehäuften Umwandlungsprodukten, unter denen die Eisenerze eine große Rolle spielen.

Biotit.

Ein ziemlich häufig auftretendes Mineral, zumeist in unregelmäßig umgrenzten, fetzenartigen und lappigen Formen. Häufig setzt sich der Biotit randlich um Erzkörner an. Schnitte mit dem bekannten sechsseitigen Umrisse waren selten zu sehen. An Schnitten normal zu (001) war die deutliche Spaltbarkeit scharf ausgeprägt. Pleochroismus deutlich

$$\alpha > \beta = \gamma$$

tiefbraun hellgelb

Es wurde ein Achsenwinkel $2E = 46° 20'$ beobachtet. Die Achsenebene fällt mit der Symmetrieebene zusammen. Die Auslöschung ist auf Schnitten nach (010), wo β austrat, eine gerade. Die Stärke der Doppelbrechung $\gamma - \alpha = 0{\cdot}061$.

Wie schon früher erwähnt wurde, ist ein großer Teil des Biotits um die Magnetitkörnchen ausgeschieden worden. Die Beobachtungen, welche Magnetit und Biotit im innigen Zusammenhange mit zum Teil schon umgesetztem, oft auch ganz umgewandeltem Olivin zeigen, würden es wahrscheinlich machen, daß die Bildung von Biotit, wie auch die Ausscheidung eines Teiles der Magnetitkrystalle, im ursächlichen Zusammenhang mit einer magmatischen Umwandlung des Olivins steht.

Farblose Gemengteile.

Unter diesen spielen die Feldspate die Hauptrolle. Und da ist es wieder der Kalk-Natronfeldspat, welcher der häufigste ist.

Plagioklas.

Gehört dem basischeren Teil der Reihe an, ist ausgezeichnet durch seine idiomorphe Formausbildung mit prachtvoller Zonenstruktur und zeigt außer der gewöhnlichen Albitverzwilligung und der ziemlich häufigen Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz einen auffallenden Reichtum an Periklinzwillingslamellen. Die Bestimmung erfolgte zunächst an Schnitten normal zu *MP.*[1]) Dabei ergaben die Auslöschungen an drei verschiedenen Individuen folgende Werte:

[1]) F. Becke, Notizen zur Bestimmung der Plagioklase in Dünnschliffen in Schnitten normal zu *MP.* (T. M. P. M., Bd. XVIII, 1899. pag. 556.)

Digitized by Google

für	den	Kern	34°		für	die	äußerste	Hülle	25°
„	„	„	35° 10′		„	„	„	„	23° 35′
„	„	„	34° 30′		„	„	„	„	24° 25′

Daraus ergibt sich, daß der basischere Kern einem basischen Labrador mit 50—60% Anorthitsubstanz entspricht, während die sauerere Hülle etwa einem basischen Andesin mit 40—50% Anorthitsubstanz gleichzustellen wäre.

An einem Schnitt normal zu *M*, welcher eine eingeschaltete Karlsbader Lamelle zeigte, wurde eine Bestimmung mit Hilfe der konjugierten Auslöschungsschiefen ausgeführt, ohne daß aber dabei Kern und Hülle berücksichtigt werden konnte und ergab für das eine Karlsbader Individuum 10° 32′, für das andere Individuum 28° 20′.

Diese Werte führen mit Hilfe der Tabellen von Michel-Lévy auf einen Feldspat von derselben Zusammensetzung.

Unter den zahlreichen Durchschnitten gab es einige, welche die Periklinlamellen in ausgezeichnet schöner Weise erkennen ließen, und in einem Falle zeigten diese Periklinlamellen, indem sie Kern und Hülle durchsetzen, eine merkliche Krümmung (Taf. III, Fig. 3). Im Kern beträgt der Winkel zwischen der Trace von *M* und den Periklinlamellen $97^1/_2°$, wo diese die äußerste Hülle durchsetzen, $100^1/_2°$. Es war das ein Karlsbader Zwilling mit deutlich erkennbaren Spaltrissen nach *P* und im Kern mit einer Auslöschung von 43° gegen die Trace von *M*. Der Winkel zwischen der Trace von *M* und den Spaltrissen nach *P* war 97° 15′. Wenn man nun mit Hilfe der Michel-Levyschen Projektion und Annahme eines etwa 50—60% Anorthit enthaltenden Feldspates einerseits die Kurve der Auslöschung von 43°, andererseits die Kurve jener Punkte, von denen aus der Winkel *MP* 97° 15′ beträgt, verfolgt, so muß der Schnittpunkt der beiden Kurven annähernd die Lage der Schnittfläche geben.

Die Lage dieses Punktes ist bestimmt durch

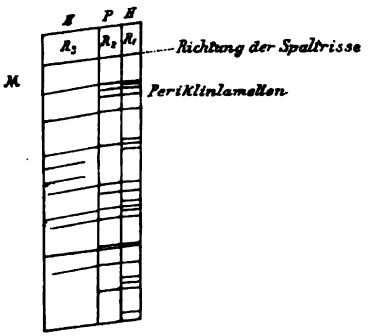
$$\varphi = 70° \text{ und } \lambda = 30°.$$

Die so gefundene Fläche wurde in der normalen Aufstellung in Fedorows stereographisches Netz eingetragen, ebenso die Lage von (010) und (001) und die Lage des rhombischen Schnittes der hier in Betracht kommenden Plagioklase, also von Andesin mit einem Winkel gegen *P* von 2° nach rückwärts, dann vom Labrador mit etwa 2° Neigung nach vorne und einem Bytownit mit einer Neigung von 7° nach vorne. Durch entsprechende Drehung wurde *S* die Schnitt-

Digitized by Google

fläche in den Mittelpunkt der Projektion gebracht; dadurch verschoben sich gesetzmäßigerweise sämtliche übrigen Flächen und um ein Bild von der Anordnung der Periklinlamellen zu gewinnen, bedurfte es nur des Hindurchlegens der Zonen zwischen der Schnittfläche und jeder einzelnen Fläche; die Normale darauf mußte dann die gesuchte Kantenrichtung sein. Ein auf diese Weise hergestelltes Idealbild zeigte eine erfreuliche Übereinstimmung mit der Beobachtung (siehe Fig. 4), nur mit dem Unterschiede, daß es zur vollständigen Deckung notwendig ist, das Spiegelbild zu benützen, was leicht erklärlich ist, wenn man an Stelle der angenommenen Fläche S ihre parallele

Fig. 4.



Plagioklas mit gekrümmten Periklinlamellen.

Gegenfläche zu dieser Konstruktion verwendet. Es ist also der Schnitt, dessen Abbildung in der Tafel gegeben ist, gegen $0\bar{1}0$ ungefähr unter dem Winkel von 70° geneigt und nahezu normal gegen 001.

Im Kerne der Plagioklase zeigen sich Inhomogenitäten, indem an denjenigen Stellen, wo andere Mineralien die Feldspatindividuen enge umschließen und auch oft tief in die Kernsubstanz eingreifen, nicht nur die Hüllbildung unterbleibt, sondern auch in der Kernsubstanz Unterschiede auftreten, indem man an dieser zwei Partien unterscheiden kann, die durch die Größe der Lichtbrechung und durch die Auslöschungsrichtung voneinander verschieden sind. Jene Teile des Kerns, welche dem benachbarten Mineral anliegen, sind schwächer lichtbrechend, als die weiter davon entfernte Kernsubstanz. Die fremden Minerale sind von förmlichen Korrosionsschläuchen umgeben; aus dem Kleinerwerden der Lichtbrechung kann man schließen, daß

Digitized by Google

die Substanz in diesen Korrosionsschläuchen beträchtlich saurer ist, als in den übrigen basischen Teilen des Kernes.

An der Grenzlinie der Feldspate und der fremden Minerale hat nach diesen Beobachtungen eine magmatische Korrosion des Kernes stattgefunden, die fast genau den Umgrenzungslinien der Nachbarmineralien folgt. Die Erscheinung erinnert einigermaßen an die Ausbildung eines Kerngerüstes [1]), unterscheidet sich aber dadurch, daß die albitreicheren Partien nicht den ganzen Kern durchsetzen, sondern nur an den Grenzen der fremden Gemengteile eindringen. Diese Erscheinung würde sich etwa auf folgende Weise deuten lassen. Die Abscheidung des Kernes wird immer durch einen gewissen Gleichgewichtszustand des Feldspat bildenden Magmas bedingt, und zwar wird die äußerste wachsende Zone im allgemeinen nur um sehr wenig basischer sein als der Zusammensetzung des Mutterlaugenrestes entspricht. Wo nun die Anlagerung in ganz allmählicher Weise erfolgen kann, in ungestörter Reihenfolge, ist darum auch kein Grund geboten, den Kern anzugreifen, da die äußere dem Magma ausgesetzte Hülle immer ungefähr diejenige Zusammensetzung hat, die dem Magma entspricht. Ist aber an der Begrenzung durch fremde Minerale die Möglichkeit eines Eindringens von dem Magma zu inneren Kernschichten geboten, so kann die dadurch vorhandene Störung des chemischen Gleichgewichtes sich darin äußern, daß ein Teil des Kerns aufgezehrt wird und an seine Stelle sauere Bestandteile abgesetzt werden.

Orthoklas.

Dieser findet sich nur in geringen Mengen vor, und meist sind die Krystalle parallel mit dem Plagioklas verwachsen. Oft scheinen diese Orthoklaskrystalle Hüllen um die Plagioklase zu bilden, deren äußere Umgrenzung unregelmäßig zackig ist. Dabei ist aber dieser Orthoklasmantel gegen den Plagioklas scharf abgegrenzt und auch die Grenze gegen den Nephelin ist klar und deutlich.

Der Brechungsexponent des Nephelin steht zwischen dem des Orthoklases und dem des Plagioklases.

Der Achsenwinkel ist klein und der optische Charakter negativ; die Achsenebene liegt normal zur Symmetrieebene.

---

[1]) F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tsch. Mitt., Bd. XIII, 1892. pag. 379. Magmatische Umwandlungen.

Digitized by Google

Nephelin.

Dieser Gemengteil ist recht häufig und findet sich meist zwischen den leistenförmigen Krystallen des Plagioklas vor. In solchen Fällen ist er selten idiomorph. Dort wo er an den Orthoklas anschließt, hat er seine selbständige Gestalt gewonnen und prismatische Längsschnitte, sowie sechsseitige Querschnitte sind nicht selten zu sehen. Die Spaltbarkeit nach den Flächen $(10\bar{1}0)$ und (0001) ist namentlich dort deutlich, wo das Mineral schon zersetzt ist, da die Zersetzung zunächst auf den Spaltrissen fortschreitet. Die Messung ergab für $\gamma—\alpha$ den Wert von 0·0036. Um sein Auftreten ganz sicher nachzuweisen wurde ein Schliff mit Salzsäure behandelt, dabei gelatinierte der vorhandene Nephelin, indem sich Kieselsäure abschied. Durch Ausfärben mit Fuchsinlösung zeigten sich die zerfetzten Durchschnitte rot gefärbt. Nach Eintrocknen der zur Ätzung verwendeten Salzsäure schieden sich Chlornatriumwürfel aus.

Einfach-brechende Minerale sind keine vorhanden. Da die mineralogische Zusammensetzung des Theralith auf das Auftreten von Sodalith schließen läßt und manche sehr dunkle Durchschnitte Zweifel erregten, wurde noch eine Trennung der farblosen Gemengteile mit Hilfe der Thouletschen Lösung durchgeführt. Diese führte zu dem Resultat, daß außer dem Orthoklas kein leichteres Mineral vorhanden sei. Die dunklen Durchschnitte sind Basisschnitte des Nephelin.

Akzessorische Gemengteile.

Titanit.

Dieser spielt eine ziemlich große Rolle und findet sich in idiomorpher Ausbildung recht häufig vor. Meist tritt er in der Umgebung der Magnetitkörnchen auf. Zahlreiche Durchschnitte mit dem briefkuvertähnlichen Typus zeigen eine undeutliche Spaltbarkeit, bisweilen eine schalige Absonderung nach den Flächen *c*. Auch Zwillingsbildungen wurden beobachtet, meist nach der längeren Diagonale der Durchschnitte.

Apatit.

Derselbe gehört zu den häufigsten akzessorischen Gemengteilen. In kleinen Nädelchen durchsetzt er die Minerale und ist im Schliff leicht an seinen sechsseitigen Querschnitten zu erkennen. Letztere sind sehr oft quer gegliedert, entsprechend der Spaltbarkeit nach

Digitized by Google

(0001). Einschlüsse parallel der Vertikalaxe sind häufig. In manchen Fällen werden die Krystalle ziemlich groß und bergen zahlreiche Glas- und Flüssigkeitseinschlüsse, die längs der Hauptachse der Durchschnitte angeordnet sind.

Magnetit.

Findet sich in oktaedrischen Durchschnitten recht häufig vor. Zum Teil gehört er den im Anfang ausgeschiedenen Bestandteilen an und findet sich als solcher ziemlich unregelmäßig im Gestein verteilt. Oft gehört er zu den Einschlüssen des Augits. In vielen Fällen ist er auf Kosten des Olivins hervorgegangen und tritt dann mit Biotit enge zusammengelagert auf, den Raum ausfüllend, den der Olivin einst eingenommen. Neben Magnetit findet sich auch ziemlich häufig Magnetkies vor. Derselbe macht sich durch die lebhafte gelbe Farbe im auffallenden Licht kenntlich.

Ausscheidungsfolge.

Nach den Beobachtungen der Anlagerung der einzelnen Gemengteile kann man ungefähr folgende Ausscheidungsfolge angeben: Apatit, Magnetit, Magnetkies, Titanit, Olivin, Augit, Biotit, Plagioklas, Hornblende, Nephelin, Orthoklas. Die Bildung von Magnetit und Biotit geht auf Grund magmatischer Umwandlungen noch weiter.

Chemische Zusammensetzung.

Nach seiner mineralogischen Zusammensetzung gehört dieses Gestein unzweifelhaft in die Reihe der Theralithe, was sich auch durch die Analyse vollständig bestätigt fand. Dieselbe ergab Herrn Tertsch, der ein typisches Handstück im Laboratorium von Hofrat E. Ludwig analysirte, folgendes Resultat (I). Vergleichsweise sind daneben die Analysen der nächststehenden Gesteine angeführt.

I. Theralith vom Flurhübl; II.[1]) Theralith von Martinsdale; III.[2]) Theralith-Gordons Butte; IV.[3]) Hornblende führender Teschenit

---

[1]) J. E. Wolff, Notes on the petrography of the Crazy Mountains and the localities in Montana Territory, Northern Transcontinental Survey, 1885.

[2]) Clarke, Bull. U. St. Geol. Surv., Nr. 148, pag. 145.

[3]) G. Tschermak, Die Porphyrgesteine Österreichs. Preisschrift der Akademie, 1869, pag. 261.

Digitized by Google

von Boguschowitz; V.[1]) Essexit von Rongstock; VI.[2]) Basische Ausscheidung von Monchique.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
	Prozent					
SiO_2 . .	44·42	43·18	44·31	44·39	50·51	41·80
TiO_2 .	1·63	—	—	—	0·95	4·14
Al_2O_3 .	13·33	15·24	17·20	16·83	17·84	14·56
Fe_2O_3 .	9·14	7·61	4·64	6·69	5·25	6·09
FeO . .	6·35	2·67	3·81	4·60	4·46	6·41
MgO . .	5·74	5·81	6·57	3·59	3·34	4·66
CaO . .	10·60	10·63	10·40	9·28	7·93	14·17
Na_2O .	5·60	5·68	4·45	3·80	5·09	4·25
K_2O . .	1·81	4·07	3·64	3·89	3·41	1·94
P_2O_5 .	0·35	0·95	—	1·25	—	0·52
S . . .	0·18	—	—	—	—	—
H_2O . .	1·75	3·57	4·07	3·76	0·74	1·18
	100·35	99·40	99·09	98·08	—	100·00

Das spezifische Gewicht wurde an einem größeren Scherben der typischen Varietät mit der hydrostatischen Wage zu 3·008 bestimmt.

Nach der von Osann[3]) angegebenen Methode wurden die Analysenzahlen zur besseren Übersicht auf die Molekulargruppen umgerechnet und damit auch die nächststehenden Gesteine verglichen:

	s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*
Flurhübl	51·15	11·51	1·57	52·10	3·53	0·48	15·98
Martinsdale	48·91	9·17	0·99	30·77	4·5	0·5	15
Gordons Butte . . .	49·94	7·47	3·93	27·26	4	2	14
Essexit von Rongstock	57·17	8	3·42	19·56	5·5	2	12·5

Die Berechnung der Metallatome auf 100 nach dem Vorgange von Rosenbusch ergab folgende Zahlen:

---

[1]) Dr. J. Hibsch, Erläuterungen zur geologischen Karte des böhmischen Mittelgebirges. Blatt II (Rongstock, Bodenbach). Tsch. Mitt., Bd. XIX., 1. u 3. Heft.

[2]) Kraatz-Koschlau u. V. Hackmann, Der Elaeolithsyenit der Serra de Monchique, seine Gang- und Kontaktgesteine. Tsch. M., Bd. XVI, 3. u. 4. Heft, pag. 197.

[3]) Osann A., Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. I. Tiefengesteine. (T. M. P. M., Bd XX, 1901, pag. 399.)

Digitized by Google

Si	41·44
Ti	1·06
Al	14·62
Fe'''	6·41
Fe''	4·94
Mg	8·05
Ca	10·61
Na	10·72
K	2·15
	100·00

Die meiste Ähnlichkeit zeigt unser Theralith mit dem Gestein von Martinsdale. Nur überwiegt beim Theralith vom Flurhübl der Eisengehalt ganz beträchtlich den des Martinsdaler Gesteins. Wenn man die mineralogische Zusammensetzung der beiden Gesteine vergleicht, so ergeben sich wenige Unterschiede.

In unserem Gestein spielen unter den farblosen Gemengteilen die Feldspate die Hauptrolle, während von den Feldspatvertretern nur der Nephelin vorhanden ist. Im Theralith von Martinsdale ist das Auftreten der Feldspate untergeordnet, während die Feldspatvertreter recht häufig sind; neben Nephelin und Sodalith findet sich noch Hauyn. — Bei uns ist der Nephelin frei von sekundärer Mineralbildung, während er im Gestein aus Martinsdale zeolithisiert ist. Der Augit des von Wolff beschriebenen Typus zeigt Fortwachsungen von grüner Hornblende, während die bei uns auftretende Hornblende braun gefärbt ist. Was die übrigen Gemengteile anbelangt, so finden sich in beiden Apatit und Sphen neben Magnetit, welche weiter keine Unterschiede zeigen.

Basische Randfazies.

Am Rande des Theralithstockes treten Gesteinspartien auf, welche sich durch ihr Aussehen und ihre Zusammensetzung wesentlich vom Hauptgestein unterscheiden. Sie sind ausgezeichnet durch das fast vollständige Zurücktreten der farblosen Gemengteile.

Die Gesteine wurden von Herrn Professor Becke im Südwesten und Südosten des Flurhübls als Lesestücke gesammelt, sind aber nicht alle gleich, sondern lassen sich in zwei Hauptgruppen teilen.

Das Gestein der einen Gruppe, vom Südwestabhang des Flurhübls stammend, ist olivinführend und ist ausgezeichnet durch das

Digitized by Google

Fehlen der Hornblende und der Feldspate. Der zweite Typus, der am Abhange des Flurhübls gegen Duppau gefunden wurde, besteht zum größten Teil aus Augit mit ziemlich viel Hornblende und ist ausgezeichnet durch das Fehlen des Olivins. Seiner Zusammensetzung nach ist der letztere ein Pyroxenit.

Typus I. Olivinführendes Gestein.

Das Gestein hat ein grobkörniges Gefüge. Das spezifische Gewicht ist etwas höher als das des typischen Theraliths und beträgt 3·017. Die Augite sind außerordentlich groß entwickelt, sie erreichen Dimensionen von 1—2 *cm*. Einzelne ausgelöste Krystalle ließen die gewöhnliche Formausbildung erkennen, mit den Flächen (100), welche vorwiegend entwickelt ist, dann (110) und ($\bar{1}11$). Der Olivin bildet unregelmäßige Körner, welche im Gestein ungleich verteilt sind und eine flaschengrüne Farbe haben. Die farblosen Gemengteile lassen sich nach ihrem Aussehen am Handstück nicht weiter differenzieren. Durch ihren metallischen Glanz verraten sich kleine Krystallaggregate von Magnetkies.

Die mikroskopische Untersuchung ergab folgendes: Der Augit ist der häufigste Gemengteil, ausgezeichnet durch seine Größe, dabei in schöner Weise alle jene Merkmale zeigend, welche ihn beim Theralith zu einem der interessantesten Beobachtungsobjekte machten. Prachtvolle Zonenstruktur, orientierte Einschlüsse und Dispersionserscheinungen. Gewöhnlich ist ein sehr heller Kern entwickelt, welcher den größten Teil der Durchschnitte ausmacht. Derselbe ist homogen und zeigt keinen Sanduhrbau. Die Außenzone wird von einer dunklen Hülle gebildet, welche deutlich violettbraun gefärbt ist. Zwischen Kern und Hülle sind Eisenerzkörnchen zur Ablagerung gekommen. Der größte Unterschied in den optischen Eigenschaften zwischen Kern und Hülle ist in der Nähe dieser Erzzone. Gehen wir von dieser weiter weg an den Rand des Krystalls, so wird die Hülle heller und heller, bis der äußerste Teil der Hülle wieder vollständig dem Kern gleicht. Die Hülle zeigt eine ausgezeichnete Sanduhrstruktur. Oft ist die Grenze zwischen Kern und Hülle geradlinig, so daß man den Eindruck einer einfachen Fortwachsung erhält, manchmal aber ist die Grenze unregelmäßig, was vielleicht auf eine vorherige Korrosion des Kernes schließen läßt.

Digitized by Google

Die Messungen, welche zur Ermittlung der optischen Charaktere an geeigneten Durchschnitten ausgeführt wurden, ergaben folgendes:

Die Größe der Auslöschung $c\gamma$

für den Kern . . . $c\gamma = 45° 45'$ hellster Teil

für die Hülle . . . $c\gamma = 54° 30'$ dunkelster Teil.

Die Größe des Achsenwinkels

$2V = 54°$ Kern hellster Teil

$2V = 50°$ Hülle dunkelster Teil.

Die Größe der Doppelbrechung

Kern $\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$ hellster Teil

Hülle $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$ dunkelster Teil.

Bei diesen Messungen wurde der Sanduhrbau der Hülle nicht berücksichtigt.

Olivin.

Dieses Mineral ist viel häufiger als in dem vorher beschriebenen Gestein. Die Individuen erreichen Dimensionen von 1—2 *cm*. Der Charakter der Doppelbrechung erwies sich als negativ, wir haben also wie früher, eine eisenreiche Varietät vor uns. Auch an diesem Olivin zeigte sich die Bildung der Sprünge mit den ausgeschiedenen Zersetzungsprodukten und die schon früher beschriebene Substituierung des Olivins durch Magnetit und Biotit.

Biotit.

Dieses Mineral ist sehr häufig und namentlich Schnitte senkrecht (001) mit der prachtvoll entwickelten Spaltbarkeit und den hohen Interferenzfarben sind häufig. Die einzelnen Krystallindividuen sind zum Teil idiomorph, oft randlich an Augit und Erzpartikelchen angewachsen. Der Pleochroismus ist von derselben Art wie bei dem früher beschriebenen Biotit. Die Größe des Achsenwinkels $2E$ beträgt $46° 20'$.

An Schnitten nach (010) wurde die Größe der Doppelbrechung mittels Babinet bestimmt.

$$\gamma - \alpha = 0{\cdot}05.$$

Die farblosen Gemengteile sind nicht häufig. Nephelin tritt auf in der Art, wie beim Theralith beschrieben wurde. Oft ist er zersetzt und an seine Stelle ist ein Mineral getreten, welches nach der Art seines Auftretens und Aussehens ein Zeolith ist. Es sind

Digitized by Google

Aggregate von sehr kleinen Nädelchen, welche γ in der Längsrichtung haben. Die übrigen optischen Eigenschaften ließen sich wegen der Kleinheit der Individuen nicht weiter ermitteln. Als akzessorische Gemengteile finden sich Apatit und Titanit in der früher beschriebenen Weise vor, doch sind beide nicht häufig. Magnetit ist reichlich vorhanden, daneben auch kleine Krystallindividuen von Magnetkies.

Ausscheidungsfolge.

Nach der Anlagerung der einzelnen Gemengteile läßt sich folgende Ausscheidungsfolge angeben, die im wesentlichen dem allgemeinen Schema dieser Gesteinsgruppe folgt. Magnetit, Magnetkies, Apatit, Titanit, Olivin, Augit, Biotit, Nephelin.

Seiner qualitativen Zusammensetzung nach würde dieses Gestein der Kombination von Pyroxen und Nephelin entsprechen, welche Ijolith[1]) genannt wurde. Berücksichtigt man aber die Mengenverhältnisse der einzelnen Bestandteile zueinander, welche beim Ijolith, Nephelin und Pyroxen in gleichen Quantitäten oder sogar manchmal den Nephelin in höherer Menge erkennen lassen, während hier umgekehrt der Nephelin in sehr geringer Menge vorkommt, so sieht man sofort, daß dieses Gestein nicht zum Ijolith zu rechnen ist.

Vom Missourit, dem es durch die Olivinführung und den reichlichen Gehalt an dunklen Gemengteilen nahe steht, unterscheidet sich diese basische Fazies des Theralith durch die Art des Feldspatvertreters (Nephelin statt Leucit). Sie repräsentiert einen Typus, der mineralogisch und wohl auch chemisch den Nephelinbasalten entspricht, der bisher mit entschiedener Tiefengesteinsstruktur nicht beobachtet wurde. Auch mit dem Pikrit, u. zw. namentlich mit den zuerst von Tschermak mit diesem Namen belegten Gesteinen, welche in Gesellschaft des Teschenit in der schlesischen Kreide auftreten, können diese Abänderungen verglichen werden.

Olivinfreie Modifikation.

Dieselbe unterscheidet sich makroskopisch fast gar nicht von der früheren. Sie besteht zum größten Teile aus Augit und Hornblende. Biotit ist seltener. Die farblosen Gemengteile sind in größerer Menge vorhanden als in dem olivinführenden Gestein. Unter diesen ist der

[1]) Hackmann V., Neue Mitteilungen über das Ijolithmassiv in Kuusamo. Bull. d. l. C. geol. de Finnland, Nr. 11.

Digitized by Google

Plagioklas am häufigsten, Nephelin selten. Magnetit ist wieder häufig, der Gehalt an Titanit ist klein. Apatit ist reichlicher vorhanden und tritt oft in dicken Säulen auf. Das spezifische Gewicht beträgt 3·013.

Die genauere Untersuchung ergab für die einzelnen Gemengteile nichts Neues. Augit und Hornblende finden sich in poikilitischer Verwachsung vor, wobei die Hornblende den gleichförmigen Grund bildet. Die Hornblende ist idiomorph, wo sie an die farblosen Gemengteile grenzt, zeigt braune Farbentöne und einen deutlichen Pleochroismus. Der Plagioklas ist zonar gebaut und nach Albit-, Karlsbader- und Periklingesetz verzwillingt. Die Bestimmung mit Hilfe der konjugierten Auslöschungsschiefen an Schnitten normal zu *M* ergab in den beiden Karlsbader Individuen

für den Kern	28°	16°
für den äußersten Teil der Hülle .	22°	11°

Er gehört also auch in die Reihe der Labradore mit 45% Anorthitsubstanz für den Kern und 30—40% Anorthitsubstanz für die Hülle. Über das Auftreten des Nephelins und der übrigen akzessorischen Gemengteile ist nichts Neues zu sagen.

Die Ausscheidungsfolge ergab nachstehende Anordnung: Apatit, Titanit, Magnetit, Augit, Hornblende, Biotit, Plagioklas, Nephelin.

Seiner Zusammensetzung nach nähert sich dieses Gestein einem Pyroxenit, welcher dem Theralith gegenüber dieselbe Rolle spielt, wie der Pyroxenit gegenüber dem Gabbro.

Würden derartige Gesteine, wie sie die zuletzt beschriebenen Handstücke repräsentieren, als geologisch selbständige Bildungen auftreten, so wäre ihnen ein eigener Name zu geben. Da sie hier nur als basische Randfazies am Theralithstock auftreten, können sie als pikritische und pyroxenitische Randfazies des Theralith bezeichnet werden.

Ganggesteine.

Über das Auftreten derselben entnehmen wir der Mitteilung Herrn Prof. Beckes folgendes:

An vielen Stellen ist der dunkle Theralith von einem hellgrauen, lichten Gestein gangförmig durchsetzt. Die Gänge stehen saiger, folgen meist der Ost-West-Richtung und zeigen Mächtigkeiten von wenigen Zentimetern bis zu mehreren Metern. Diese Ganggesteine haben wenigstens zum Teil die Zusammensetzung eines feinkörnigen

Digitized by Google

Elaeolithsyenits. An vielen Stellen ist das Ganggestein scharf getrennt vom Theralith; an anderen Stellen ist die Grenze unscharf, das Nebengestein aufgelöst in eine Menge von Bruchstücken, zwischen denen sich das lichte Gestein schließlich als ein feines Geäder verliert. An solchen Stellen sind bisweilen die dunklen Gemengteile des Theralith in strahligen Aggregaten ausgebildet und die einzelnen Stengel erreichen Dimensionen von mehreren Zentimetern. Einschlüsse des dunklen Gesteins im lichten sind sehr häufig und stellenweise erhält die Gangfüllung das Aussehen einer Breccie.

Nach den von Herrn Prof. Becke gesammelten Proben kann man mehrere Typen von solchen Ganggesteinen unterscheiden. Die eine Varietät, welche gangförmig in Haubls Steinbruch gefunden wurde, ist ihrer Zusammensetzung nach ein typischer Elaeolithsyenit. Sie soll als Typus I beschrieben werden. Die andere Varietät tritt sowohl in Haubls Sandgrube als in dem Meyerschen Steinbruch auf. Da die Zusammensetzung dieser beiden Vorkommen keine großen Unterschiede aufweisen, sollen sie zusammen als Typus II beschrieben werden.

Typus I (Elaeolithsyenit).

Dasselbe ist ein rötlichgraues Gestein, schlierig parallel dem Salband, indem Partien von grobem Korn mehrfach mit feinkörnigen Bändern abwechseln. Makroskopisch sieht man in den grobkörnigen Partien tafelförmige Spaltflächen von Orthoklas und zahlreiche hellglänzende schmale Spaltflächen von Nephelin. Neben den unregelmäßig verstreuten Magnetitkörnchen sieht man sehr feine dunkle Schlieren, welche sich bei der näheren Untersuchung als Ägirin erwiesen. Das spezifische Gewicht beträgt 2·46.

Bei der mikroskopischen Untersuchung ergab sich, daß das Gestein vorzüglich aus Orthoklas und Nephelin besteht, daneben ist viel Sodalith. Unter den in geringer Menge vorhandenen dunklen Gemengteilen ist der Ägirin am häufigsten. Hornblende ist sehr spärlich da. Von akzessorischen Gemengteilen ist Magnetit und Apatit in geringer Menge vorhanden.

Orthoklas tritt in schiefrhombischen Schnitten auf, ist manchmal vollständig klar, oft aber angegriffen und zeigt häufige Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz. Der Achsenwinkel ist klein, der Charakter der Doppelbrechung negativ. Dort, wo das Mineral

Digitized by Google

verwittert ist, tritt ein viel stärker licht- und doppelbrechendes Mineral an den Rändern des Orthoklas auf, welches fast den Eindruck einer mikropertithischen Verwachsung macht. An einem Spaltblättchen nach M wurde eine Auslöschung von $8° 20'$ gefunden, welche bei weitem höher als beim gewöhnlichen Kali-Orthoklas ist und auch die Größe des Brechungsexponenten, welche für

$$\alpha = 1{\cdot}520$$
$$\beta = 1{\cdot}525$$

ermittelt wurde, ist für einen Kali-Orthoklas zu hoch. Aus diesen Daten können wir schließen, daß wir es hier mit einer isomorphen Mischung von Kali- und Natronfeldspat in Orthoklasform, einem natronhaltigen Orthoklas, zu tun haben.

Durch seine stärkere Lichtbrechung ist der Nephelin leicht zu unterscheiden. Er ist meist idiomorph; rechteckige Längsschnitte und sechsseitige Querschnitte sind häufig.

Der Ägirin ist meist poikilitisch entwickelt und recht unregelmäßig verteilt. Meist kommt er in äußerst feinen Schlieren vor (Taf. III, Fig. 4) und selten sind größere Durchschnitte, an welchen die optischen Eigenschaften studiert werden konnten. An solchen war eine Zonenstruktur angedeutet, indem ein kernähnlicher Teil ein helles Braun zeigte und eine nicht deutlich abgesetzte Hülle grün war. Zumeist waren die Durchschnitte ganz grün gefärbt. Mehrfach wurde die charakteristische Spaltbarkeit unter einem Winkel von 90° beobachtet; auch Zwillingsbildungen waren zu sehen. Der Pleochroismus ist deutlich:

$$\alpha > \beta > \gamma$$

tief grasgrün — helleres olivengrün — helles gelb.

Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Was die übrigen optischen Charaktere anbelangt, so konnte ermittelt werden, daß die Mittellinie α eine Verschiebung von $2°$ vom Kern zur Hülle erfährt. In der Normalstellung verriet der Mittelbalken des Interferenzbildes deutlich geneigte Dispersion; nimmt man an, daß dieselbe der von Wülfing[1]) ermittelten Regel folgt, so läßt sich aus derselben die Richtung der c-Achse folgern und es ergibt sich, daß der Winkel der $c\alpha$ in der Hülle um die gemessenen $2°$ kleiner ist als im Kern.

[1]) E. A. Wülfing, Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie in chemischer und optischer Beziehung. Heidelberg 1891.

Digitized by Google

Der Achsenwinkel konnte nicht ermittelt werden, doch ließ ein Durchschnitt durch einen Zwilling nach (100) eine Beobachtung zu. In dem einen Individuum war die Achse A zu sehen, welche stark dispergiert war. In dem anderen Individuum trat die B-Achse aus, dort zeigte sich eine kernähnliche hellere Partie. Hier, wie in anderen Fällen wandert die Achse B beim Übergang vom Kern zur Hülle, und zwar in der Richtung von γ weg. Der Winkel zwischen den Achsen der beiden Zwillingsindividuen ergab nach den Messungen einen Wert von 13°. Daraus ergibt sich $c\alpha$ mit $6^1/_2{}^0$. Es müßte also an Schnitten nach (010) $c\alpha = 6^1/_2{}^0$ sein. In Längsschnitten konnte ermittelt werden, daß $c\alpha$ klein und in der Hülle etwas kleiner als im Kern ist. Genaue Bestimmung der Auslöschungsschiefe mußte aber mangels geeigneter Schnitte genau parallel (010) unterbleiben.

Die Hornblende ist von dunkelgrüner Farbe, doch die geringe Anzahl von Durchschnitten ließen keine genauere Prüfung der optischen Eigenschaften zu.

Ziemlich häufig finden sich Durchschnitte eines einfach brechenden Minerals, welches sich bei der näheren Untersuchung als Sodalith erwies. Meist ist es idiomorph mit tesseraler Begrenzung und deutlichen Spaltrissen nach dem Rhombendodekaeder. Um sein Auftreten mikrochemisch nachzuweisen, wurde die Lembergsche Reaktion in Anwendung gebracht, welche unzweifelhaft die Zugehörigkeit dieses Minerals zum Sodalith erkennen ließ. Nach ihrer Ausscheidungsfolge lassen sich die Bestandteile folgendermaßen anordnen. Wie immer, sind der Magnetit und Apatit die ältesten Krystallisationsprodukte; Nephelin, Sodalith und der Feldspat sind älter als die Pyroxene, unter denen der Ägirin als Resterstarrungsprodukt poikilitisch in feiner, schlierenförmiger Verteilung auftritt.

Typus II (Augit-Syenit).

Das Gestein, welches in Haubls Sandgrube gefunden wurde, bildet dortselbst Gänge von 1—2 Meter Mächtigkeit. An der östlichen Wand der Grube ist das Gestein deutlich kugelig schalig verwittert, im Innern finden sich frische Kerne des lichtgraugrünen Gesteins, welches ganz mit Schwefelkies imprägniert ist. Im Meyerschen Steinbruche tritt ein hellgraues Gestein als Gangmasse auf, welche in der Mächtigkeit von 1 Meter den Theralith durchsetzt und oben sich trichterförmig erweitert und ausbreitet. Es ist plattig ab-

Digitized by Google

gesondert in horizontale, 10—20 *cm* mächtige Bänke und erfüllt mit dunklen Einschlüssen.[1])

Die Handstücke beider Vorkommnisse stimmen in ihrer Beschaffenheit wesentlich überein; sie bestehen zum größten Teil aus mikroperthitischem Orthoklas und Plagioklas. Augit tritt nicht selten auf, ebenso Hornblende und Biotit. Als akzessorische Gemengteile spielt der Titanit eine wichtige Rolle, daneben ist Apatit in kleiner Menge, Magnetit und Magnetkies. In dem Gestein aus Haubls Sandgrube kommen noch neben Schwefelkies, Epidot, Calcit und Chlorit als Sekundärprodukte vor.

Der Augit tritt meist mit Erzpartikelchen Titanit und Hornblende zusammen unregelmäßig zerstreut auf. Die Krystalle sind idiomorph und oft ausgezeichnet durch polysynthetische Zwillingsbildung, zeigen Sanduhrstruktur und zonaren Aufbau. In ihrer Entwicklung sind sie auch korrodiert worden in der Art, wie es schon früher beschrieben wurde. Der Kern ist meist licht gefärbt, die Hülle grau. Der Pleochroismus ist am deutlichsten in der Hülle

α	$>$	β	$>$	γ
grün		gelblich		farblos.

Auch hier waren einige Schnitte so günstig getroffen, daß die Lage der Achse für Kern und Hülle ermittelt werden konnte und es ergaben sich recht interessante Abweichungen von den früher in dem Theralith beschriebenen Augiten. Dabei zeigt die stark dispergierte *B*-Achse vom Kern zur Hülle eine Verschiebung von $4\frac{1}{2}^{0}$ nach aufwärts gegen die *c*-Achse, während für die ganz schwach dispergierte *A*-Achse vom Kern zur Hülle eine Verschiebung von 11^{0} nach abwärts von der *c*-Achse konstatiert wurde. Hieraus ergibt sich für die Mittellinie γ eine Verschiebung von 3^{0} nach abwärts. Es wird also vom Kern zur Hülle nicht nur die Auslöschung sondern auch der Achsenwinkel größer. Auch die Dispersion der *B*-Achse zeigt in dem Sinne eine Veränderung, daß sie in der Hülle kleiner wird. Auch die Größe der Doppelbrechung ist bei diesen Augiten höher als bei den früher beobachteten. Alle diese Erscheinungen

[1]) Diese Bemerkungen sind nach den Tagebuchaufzeichnungen des Herrn Prof. Becke zusammengestellt, welche dem Verfasser in liebenswürdigster Weise zur Verfügung gestellt wurden.

Digitized by Google

deuten darauf hin, daß wir es in der Hülle mit einem Ägirinaugit zu tun haben.

Mit der grünen Hülle stimmen zahlreichere kleinere Augitdurchschnitte überein.

In einem nach (010) getroffenen Durchschnitt wurde im Kern die Auslöschungsschiefe mit 48°, in einem anderen Durchschnitt $2V = 47°$ bestimmt. Diese Messungen beziehen sich auf den Kern.

Nur selten sind die Krystalle der Hornblende idiomorph; meist sind es unregelmäßig begrenzte, zerfaserte Formen, welche Erscheinung wohl auf Unregelmäßigkeiten im Wachstum zurückzuführen ist. Manchmal bildet die Hornblende am Augit Fortwachsungen, wie sie schon früher beschrieben wurden.

Orientierte Einschlüsse wurden an einem einzigen Durchschnitt beobachtet. Die Krystalle sind zonar gebaut, mit einem braunen Kern und einer deutlich abgesetzten Hülle, welche grün gefärbt ist. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Der Pleochroismus ist deutlich.

	α	$<$	β	$<$	γ
Kern:	sehr helles Gelbgrün		lichteres Braun		dunkelbraun
Hülle:	„ „ Gelb		„ Grün		dunkelgrün.

Die Messung des Achsenwinkels ergab:

$2V$ Kern $= 58°$

$2V$ Hülle $= 40°$

Die Auslöschungsschiefe in Schnitten, wo β austrat, beträgt,

für den Kern $c\gamma = 17°$

„ die Hülle $c\gamma = 22°$

Diese Hornblende zeigt auffallend niedrige Doppelbrechung namentlich in der grünen Hülle; es wurde bestimmt:

$\gamma - \alpha$ im braunen Kern 0·026

in der grünen Hülle 0·016

Nach diesen Eigenschaften scheint es, als ob sich diese Hornblende einigermaßen dem Kataforit Bröggers[1]) nähern würde und sich zu ihm so verhält, wie die braune Hornblende des Theralith zum eigentlichen Barkevikit.

Der Biotit tritt ziemlich häufig auf mit ganz demselben optischen Verhalten wie beim Theralith.

[1]) W. C. Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. Videnskabsselskabels Skriften, I, 1894, No. 4. I. Die Gesteine der Grorudit-Tinguait-Serie.

Digitized by Google

Den hervorragendsten Anteil an der Zusammensetzung nehmen die Feldspate. Unter diesen spielt der Plagioklas (Taf. III, Fig. 3) eine wichtige Rolle. Wieder zeigt er die bekannte Verzwilligung nach den drei schon erwähnten Gesetzen. Die Zonenstruktur ist deutlich, Kern und Hülle sind durch Übergänge miteinander verbunden. Schnitte normal zur Achse zeigen im Kern einen schwach positiven Charakter der Doppelbrechung. Die Hülle dagegen ist negativ. Die Maximalwerte für die symmetrischen Auslöschungsschiefen betrugen für den Kern 26°, für die Hülle 20°.

Ein Schnitt, der ziemlich genau parallel *M* getroffen hat, zeigt im Kern eine Auslöschungsschiefe von $-10°$, die in der Hülle stetig bis $-2°$ herabgeht.

Darnach ist der Kern ein basischer Andesin mit 35—45% Anorthitsubstanz, die Hülle ein basischer Oligoklas mit 30—35% Anorthitsubstanz. Der Kern ist inhomogen korrodiert, wie es beim Theralith beschrieben wurde.

Der Orthoklas zeigt mikroperthitische Entwicklung. Karlsbader Zwillinge sind häufig, zumeist bildet er breite Fortwachsungen am Plagioklas. Die Grundsubstanz, welche den schwächer doppelbrechenden Anteil ausmacht, ist negativ. Die stärker lichtbrechenden Spindeln sind ebenfalls negativ, also Oligoklas. An Schnitten, normal zu *M* und *P* ist die Auslöschung gerade. In Schnitten parallel *M*, in welchen zentrisch das Interferenzbild der Mittellinie γ erscheint, ist die Auslöschungsschiefe gegen $P + 9°$, Grundsubstanz und Spindeln sind hier fast nicht zu unterscheiden. An der schwächer lichtbrechenden Grundsubstanz läßt sich in Schnitten senkrecht zu *M* keine Spur von Zwillingsbildung erkennen, sie hat also die optischen Eigenschaften des gewöhnlichen Orthoklases. Die Spindeln machen mehr als $^1/_3$ bis $^1/_2$ der Grundsubstanz aus.

Unter den akzessorischen Gemengteilen ist der Titanit einer der häufigsten und schönsten Vertreter. Der Magnetit ist reichlich vorhanden neben Apatit, dessen Menge klein ist. Auch Magnetkies ist manchmal zu sehen.

Sekundäre Bildungen.

In dem von vielen Kieskörnchen durchsetzten Gestein aus Haubls Sandgrube finden sich sekundäre Mineralbildungen. Unter diesen ist der Epidot ziemlich häufig und tritt in kleinen Nestern

Digitized by Google

vereinigt auf. Er ist ausgezeichnet durch seine hohe Licht- und Doppelbrechung. Die letztere beträgt nach Messungen 0·07. Der Pleochroismus ist deutlich

a	$>$	β	$>$	γ
grüngelb		blaßgelb		$=$

Die Durchschnitte zeigen den monoklinen Typus des Minerals und seine deutliche Spaltbarkeit nach (001) und auch nach (100). Zwillingsbildung ist sehr häufig.

In der Umgebung des Biotits ist ein dunkelgrünes, stark doppelbrechendes Mineral zu finden, welches allem Anschein nach ein einachsiger Glimmer, Lepidomelan ist. Alle diese Minerale in Gesellschaft von Kies sprechen für eine Thermalwirkung und sind keine normalen Verwitterungsprodukte. Calcit tritt im ganzen Gestein unregelmäßig auf, meist in kleinen schuppenförmigen Gebilden.

Ihrem Entstehungsalter nach läßt sich folgende Reihenfolge der Gemengteile angeben: Magnetit, Magnetkies, Apatit, Ägirin, Augit, Hornblende, Biotit, Plagioklas, Orthoklas.

Als sekundäre Produkte: Epidot, Lepidomelan, Calcit.

Wie die Beschreibung uns gezeigt hat, sind in diesem Gestein alle jene Bestandteile zu finden, welche einem Augitsyenit entsprechen. Es nimmt die Mittelstellung zwischen dem Elaeolithsyenit und Essexit ein. Mit keinen der von Rosenbusch aufgestellten Typen der Augitsyenite ist es seiner mineralogischen Zusammensetzung nach genau deckbar. Am meisten Ähnlichkeit hat es noch mit dem Akerit-Typus.

Es lagen noch vom Ostabhange des Flurhübls stammende Handstücke eines dunklen, grobkörnigen Gesteins vor, welches deshalb interessant ist, weil es zahlreiche sehr feine aplitische Adern enthält, welche zu den äußerst feinen Verzweigungen des Ganggesteines gehören. Es ist dies ein Pyroxenit, wie er schon früher als basische Randfazies beschrieben wurde. Im Mikroskop können wir folgendes wahrnehmen: Innerhalb eines Netzwerkes der aplitischen Äderchen liegen Brocken des Hauptgesteins, welche zum größten Teil aus Augit bestehen, daneben ist Magnetit und Biotit; die farblosen Gemengteile fehlen. Die aplitischen Gänge bestehen aus Nephelin, Orthoklas, in vorherrschender Menge; darin liegen idiomorphe Hornblende und Titanit, selten Augite.

Digitized by Google

An den Augiten des Pyroxenit wurde die Bildung einer grünen Hülle beobachtet, wo die Krystalle an die aplitischen Adern grenzen. Dieselbe ist sehr hell und greift unregelmäßig in die übrigen Teile des Augits ein. Dieselben sind wieder rötlichbraun gefärbt und zeigen Sanduhrbau. Die Beobachtungen ergaben für die einzelnen Teile folgende Werte:

$2V$ in der grünen helleren Hülle $= 56° 30'$

$2V$ in den dunklen Partien mit Anwachsstreifen . . . . . $= 46° 30'$.

Die Auslöschungsschiefe in einem Schnitte nach (010) wurde gefunden:

Für die grüne helle Hülle . . . . . $c\gamma = 49°$

Für die dunklen Partien:

Anwachspyramide von $(\bar{1}11)$ . . . $c\gamma = 47°$

Anwachspyramide von (110) . . . $c\gamma = 53°$

Die Stärke der Doppelbrechung ergab

für die hellsten Teile . . $\gamma - \alpha = 0{\cdot}027$

für die dunkelsten Teile . $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$

Es zeigt sich also in der grünen Hülle ein ziemlich großer Achsenwinkel, verbunden mit großer Auslöschungsschiefe und starker Doppelbrechung, somit eine Annäherung an den Ägirin-Augit. Über das Auftreten der übrigen Gemengteile ist nichts Neues zu sagen.

Die beschriebenen Gesteinsarten, welche auf engem Raum innerhalb des Stockes von Tiefengesteins-Charakter am Flurhübl von Duppau auftreten, liefern ein ausgezeichnetes Beispiel der Differenzierung eines Eruptivmagmas. Die Hauptmasse des Stockes besteht aus dem Theralith; randliche Partien, leider schlecht aufgeschlossen, bestehen aus einer basischen Grenzfazies, welche sich dem Pyroxenit, zum Teil durch stark hervortretenden Olivingehalt dem Pikrit nähert. Gangartig treten hellgefärbte (leukokrate) Gesteine auf, welche teils einem besonderen Typus des Augitsyenit, teils dem Elaeolithsyenit entsprechen. Diese an das Auftreten der Aplite in Granitstöcken erinnernden lichten Ganggesteine enthalten häufig Bruchstücke, die teils dem Theralith, teils den basischen Grenzbildungen gleichen. Bemerkenswert ist, daß alle beobachteten Gesteinsarten unverkennbar zu der Reihe der foyaitisch-theralithischen Magmen nach Rosenbusch gehören. Sie liefern so ein interessantes Gegenstück zu den mannigfaltigen Gesteinen des Stockes von Electric Peak im Yellowstone

Digitized by Google

River National-Park in der Reihe der granito-dioritischen Magmen, welche Iddings beschrieben hat.

Es ist nun interessant zu beobachten, wie sich die Entwicklung einzelner Mineralgattungen in den geologisch verbundenen Gesteinsabänderungen verschieden gestaltet.

In den basischen Randfazies des Theralith finden wir Pyroxene, welche einen mächtig entwickelten, ziemlich hell gefärbten Kern, umgeben von dunklen violettbraunen Hüllen aufweisen. Der Kern hat geringe Auslöschungsschiefe ($c\gamma = 45^\circ 45'$), starke Doppelbrechung ($\gamma - \alpha = 0{\cdot}030$) und großen Winkel der optischen Achsen ($2V = 54^\circ$). In den Hüllen nimmt die Dunkelheit der Färbung und die Auslöschungsschiefe zu, Doppelbrechung und Winkel der optischen Achsen ab.

Im Hauptgestein ist der lichte Kern weniger entwickelt, dagegen sind die dunklen Hüllen, innerhalb deren sich Sanduhrbau ausbildet, mächtiger. In den Anwachspyramiden der Querfläche erreicht die dunkle Färbung die größte Tiefe, die Auslöschungsschiefe wird sehr groß ($c\gamma = 58^\circ$), die Doppelbrechung sinkt bis $\gamma - \alpha = 0{\cdot}024$, der Winkel der optischen Achsen bis $2V = 36^\circ$.

Von einem bestimmten Zeitpunkte an wird neben dem Augit und auf Kosten seiner eisenreichsten Schichten braune Hornblende gebildet. Die gleichzeitig mit der Hornblende abgesetzten äußersten Schichten des Augit sind nun wieder heller gefärbt, mit kleinerer Auslöschungsschiefe ($c\gamma = 49^\circ 21'$), größerer Doppelbrechung und größerem Achsenwinkel ($2V = 52^\circ 40'$).

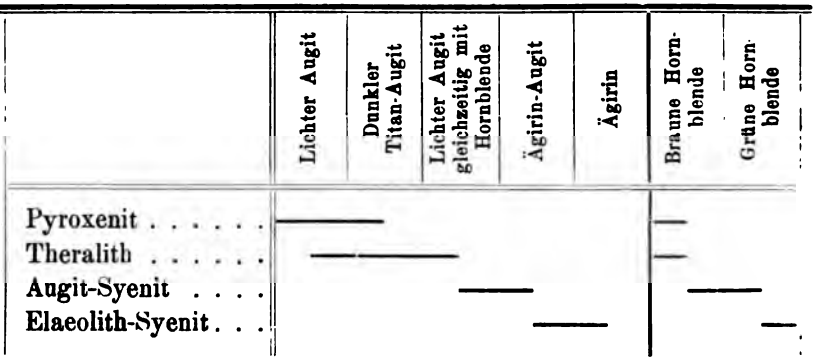
In dem licht gefärbten, gangförmig den Theralith durchsetzenden Augitsyenit ist der neben brauner, primärer Hornblende auftretende Pyroxen licht gefärbt, mit kleiner Auslöschungsschiefe ($c\gamma = 48^\circ$) und nicht zu kleinem Achsenwinkel ($2V = 47^\circ$); er könnte also verglichen werden mit dem äußersten lichten Saume des Augit im Hauptgestein. An diesen Augiten tritt nun abermals ein dunkler gefärbter Saum auf, der aber grüne Farbe zeigt und bei größerer Auslöschungsschiefe ($c\gamma = 51^\circ$) einen größeren Achsenwinkel aufweist ($2V = 62^\circ$). Das ist ein anderes Verhalten als das der violettbraunen Hüllen im Titanaugit des Theralith. Im Verein mit der abnehmenden Dispersion der B-Achse deutet das optische Verhalten unverkennbar auf Zunahme des Ägirinsilikates in der Pyroxenmischung

Digitized by Google

und leitet so hinüber zu dem Ägirin des am weitesten vom Theralith abweichenden Ganggesteins, des Elaeolithsyenits.

Ähnliche Verhältnisse bietet auch die Hornblende dar: Im Theralith und in den basischen Randfazies findet sich dunkelbraune barkevikitähnliche Hornblende. Im Augitsyenit bildet braune Hornblende den Kern, grüne die Hülle, und mit dieser Farbenänderung ist eine Abnahme der Doppelbrechung verbunden. In dem Elaeolithsyenit ist die Hornblende grün und die Doppelbrechung ist sehr gering.

Schematisch lassen sich diese Verhältnisse so darstellen:



oder in Worten: In den aufeinander folgenden, durch Differentiation entstandenen Gesteinstypen entwickeln sich Pyroxen und Hornblende in der Weise, daß die später gebildeten Schichten der Pyroxene und Hornblenden des vorangehenden Typus dem Kern in den Gemengteilen des nachfolgenden gleichen.

Tafelerklärung. (Taf. III.)

1. Augit mit ausgezeichneter Zonenstruktur und Anwachskegeln mit Hornblende verwachsen, gekreuzte Nikols, siehe Text pag. 270.
2. Verwachsung von Augit und Hornblende. Schnitt nach 010 eines angefressenen Augits, links ein Querschnitt, gewöhnliches Licht, Text pag. 273.
3. Labradorzwilling mit gekrümmten Lamellen, gekreuzte Nikols, Text pag. 276.
4. Das schlierenartige poikilitische Auftreten des Ägirin im Elaeolithsyenit, gewöhnliches Licht.

Digitized by Google

XIII. Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien.

Von C. Doelter.

Um die Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien zu erforschen und um für eine Anzahl gesteinsbildender Mineralien die Schmelzpunkte nochmals zu prüfen, unternahm ich eine große Anzahl neuer Bestimmungen. Es ist vermittelst der von mir bereits beschriebenen Öfen[1]) (die ich der Freundlichkeit des Herrn Heräus in Hanau verdanke) gelungen, neue verläßlichere Beobachtungen auszuführen, da in jenen Apparaten eine konstante Temperatur herrscht und dadurch eine Anzahl von Fehlerquellen, die namentlich den Gasöfen anhaften, vermieden werden konnten.

Die großen Differenzen, welche sich bezüglich der Schmelzpunkte ergaben, hängen teils von den Methoden, teils davon ab, was man unter Schmelzpunkt versteht.

Ich halte die von den Physikern der phys. Reichsanstalt in Berlin gut ausgebildete pyrometrische Methode vermittelst des Thermo-Elements für die bisher allein zuverlässige und verweise auf meine früheren Arbeiten.[2]) Ein Umstand, der zu falschen Resultaten führen kann, ist das zu rapide Ansteigen der Temperatur und die Ungleichheit derselben an verschiedenen Punkten desselben. Dies scheint einer der Gründe zu sein, warum Brun[3]) so hohe Resultate erzielte,

[1]) Zentralblatt f. Mineral. etc., 1902.
[2]) Diese Mitt., Bd. XXI, Heft 1.
[3]) Zentralblatt f. Mineral. 1902.

Digitized by Google

abgesehen von der geringen Verläßlichkeit seiner thermometrischen Vergleichspunkte.

Selbstverständlich können auch zu niedere Schmelzpunkte erhalten werden, dies ist teilweise bei den Bestimmungen von Joly[1]) und Cussack[2]) der Fall, obgleich sich dieselben den meinigen ziemlich nähern; ich selbst erhielt anfangs, namentlich im Gasofen, zu niedere Resultate, was zum Teil durch die Anwendung eines Schutzrohres verursacht wurde. Die neuen Bestimmungen, nach drei Methoden in Öfen, in denen die Temperatur sehr langsam steigt und gut regulierbar ist, verbessern einige meiner früheren Bestimmungen und geben um 10—15°, bei Feldspaten um 20—35° höhere Punkte, also Differenzen von zirka 1—2 Prozent, was bei der Schwierigkeit der Bestimmungen überhaupt nicht viel genannt werden kann.

Die bedeutendste Schwierigkeit liegt in der Bestimmung des Schmelzpunktes selbst. Theoretisch[3]) ist dieser Punkt sehr scharf zu bestimmen (als Schneidepunkt zweier Tensionskurven); tatsächlich ist aber bei allen Silikaten kein plötzlicher Übergang zwischen fest und flüssig zu beobachten, sondern ein eigentümlicher, halb fest, halb flüssiger Zustand.

Es scheint, daß der Übergang aus dem krystallinischen Zustand in den amorphen zumeist im viskösen Zustande vor sich geht. Bei Erhöhung der Temperatur wird das Glas flüssiger. Bei manchen Silikaten ist der Übergang ein schneller, z. B. bei Augiten, Olivinen, Hornblenden, und läßt sich zwischen Weichwerden und Flüssigwerden nur eine Temperaturzunahme von 10—20° wahrnehmen, bei anderen[4]) Körpern ist der Unterschied ein viel größerer, so bei Feldspaten, bei Andalusit etc. 30—50°. Selbst bei Anwendung von ganz feinem Pulver beobachtet man dies; man müßte es durch viele Stunden bei der Temperatur des Weichwerdens belassen, resp. bei einer etwas höheren um eine Schmelzung zu erzielen. Der Umwandlungspunkt liegt jedenfalls in der Nähe der von mir T_1 genannten Temperatur. Immerhin ist die Bestimmung der absoluten Schmelzpunkte recht schwierig.

[1]) Annal. des sc. phys. et nat., 1902.

[2]) Congrès géol. int. Compte rendu, Paris 1901, pag. 697.

[3]) On the melting points of Minerals, 1886.

[4]) Van't Hoff, Vorlesungen, 2, Heft, pag. 4, Braunschweig 1899.

Digitized by Google

Joly[1]) glaubt, es gäbe zwei Schmelzpunkte; den einen, welchen man bei Exposition des Minerals durch einige Minuten erzielt, den anderen, niedrigeren, wenn man durch mindestens 4 Stunden bei der betreffenden Temperatur das Mineral erhält. Das stimmt nun allerdings insofern mit meinen Beobachtungen überein, als man sich hüten muß, namentlich wenn man nicht feinstes Pulver verwendet, die Beobachtung nur während einiger Minuten durchzuführen; man muß in der Nähe der Schmelztemperatur durch längere Zeit die Temperatur konstant lassen, um den anfangs nur wenig schmelzenden Körper vollkommen zum Schmelzen zu bringen, ohne die Temperatur zu erhöhen.

Brun, welcher einen durch Knallgas geheizten Ofen benützte, in welchem die Temperatur sich rapid steigert und welcher überdies größere und dabei Krystalle von ungleicher Dicke benützte, hat dabei falsche Resultate erhalten, welche zum Teil zu niedrig sind, bei Eisenglanz, Andalusit, Titanit, zumeist aber, wie bei Anorthit, Apatit, Olivin etc. viel zu hohe.

Immerhin sind die von Joly als zweite Schmelzpunkte erhaltenen Zahlen viel zu niedrig, und es ist mir ganz unerfindlich, wie er zu so niedrigen Schmelztemperaturen kommen konnte, wie bei Leucit, für welchen er als normalen Schmelzpunkt 1298°, also mit dem von mir erhaltenen gut übereinstimmend, als zweiten Schmelzpunkt 1030° erhält! Ich habe mich auch durch einen Versuch überzeugt, daß diese Zahl unrichtig ist. Feinstes Leucitpulver wurde durch 5 Stunden auf einer Temperatur von 1100° erhalten, ohne daß dabei die geringste Veränderung an den Kanten wahrzunehmen gewesen wäre.

Da der Umwandlungspunkt des krystallinischen Minerals in die amorphe, flüssige Modifikation praktisch nicht genau durchführbar ist, so habe ich es für richtiger gehalten, zwei Punkte zu bestimmen, innerhalb deren der Schmelzpunkt gelegen ist, und durch Verbesserung der Beobachtungsmethoden ist es mir gelungen, diese zwei Punkte, für die ich in meiner ersten Arbeit Differenzen von 40°—60° erhielt, näher zu gestalten.

Ich habe diese zwei Punkte T_1 und T_2 genannt; es würde wohl T_1 der Umwandlungstemperatur, falls man sehr lange bei

[1]) Congrès géolog. intern. Paris 1901 l. c.

Digitized by Google

dieser Temperatur bleibt, entsprechen. Der zweite Punkt ist der des völligen Flüssigwerdens. Selbstverständlich sind aber auch hier Schwierigkeiten, den ersten Punkt richtig zu bestimmen, namentlich bei Mineralien, wie Feldspaten, Nephelin, Andalusit, Cyanit, wo die Differenz $T_2 - T_1$ 30—50° beträgt. Tatsächlich läßt sich daher dieser Punkt nur durch den Beginn des Weichwerdens bestimmen.

Wenn man einen Splitter genügend erhitzt, bildet sich um denselben ein feines Glashäutchen, es zeigen sich Schmelzhügel, die Kanten werden abgerundet, es tritt also bereits Schmelzung ein und entspricht dies dem Punkte T_1; hat man Pulver, so werden die Körnchen rundlich und das Pulver schmilzt zusammen; beläßt man durch mehrer Stunden den Körper bei dieser Temperatur, so wandelt er sich allmählich in Glas um. Diesen Punkt bestimme ich als ersten T_1.

In der Praxis wird man auch für diesen Punkt noch Differenzen von 10—20° erhalten, durch mehrfache Versuche wird man den Punkt T_1 richtig bestimmen können.

Den zweiten Punkt kann man auch nur bei feinsten Splitterchen oder Pulver bestimmen, welche dann zur Kugel schmelzen, wobei man auch durch lange Zeit die Temperatur nicht mehr steigen lassen darf.

Auch hier wird man Differenzen von 10—30° bei einzelnen Versuchen erhalten.

Dieser zweite Punkt ist aber bereits höher als der Schmelzpunkt, denn es ist dann nur noch Flüssigkeit vorhanden, während beim Schmelzpunkt die flüssige und die feste Phase gleichzeitig vorhanden sind; T_1 liegt also wenig vor dem Schmelzpunkt, T_2 nach demselben, aber etwas weiter davon entfernt.

Erstarrungspunkt. — Für den Mineralogen ist dieser Punkt wichtiger als der Schmelzpunkt, denn seine Temperatur entspricht der Bildungstemperatur. Der Erstarrungspunkt liegt etwa 15—30° unter dem Punkte T_1; ich hatte ihn seinerzeit bei einzelnen Mineralien bestimmt, es wird aber noch nötig sein, denselben genauer zu bestimmen.

Endlich wäre noch ein Punkt wichtig, den ich hier noch nicht in Betracht gezogen habe und der unabhängig vom Schmelzpunkte oft von diesem weit entfernt ist, das ist der Existenzgrenzpunkt, über welchen hinaus das Mineral nicht mehr existenzfähig ist. Bei manchen

Digitized by Google

Mineralien, wie z. B. bei Granat, scheint er mit dem Schmelzpunkte zusammenzufallen, bei anderen, namentlich solchen, welche flüchtige Bestandteile enthalten, wie bei Idokras, Glimmer, liegt er weit unter demselben, aber auch manche Olivine, auch Eisengranate zeigen lange vor dem Schmelzen Umwandlungen, welche sich in Änderung der Farbe, Durchsichtigkeit äußern. Brun hat einige solche Punkte als points de destruction du réseau cristallin gemessen, diese Bezeichnung ist aber nicht richtig, denn es wird die chemische Verbindung verändert, also das chemische Molekül zersetzt, nicht das Krystallmolekül, jene Bezeichnung ist nur bei Zeolithen richtig oder bei polymorphen Modifikationen.

Methoden der Schmelzpunktbestimmungen. — Ich wende drei Methoden an:

1. An feinem Pulver, in welches das Thermo-Element direkt eingetaucht wird, im Vertikalofen (Meth. I);

2. an kleinen Spaltblättchen oder länglichen feinen Splittern, im Horizontalofen (Meth. II);

3. an Tetraedern, welche aus feinem Pulver geformt werden; Horizontalofen (Meth. III).

Die erste Methode ist jedenfalls die richtigste, da Rücksicht auf die Schmelzwärme genommen wird. Bei der dritten Methode kann man mit dem Fernrohre die Kantenschmelzung der aus feinem Pulver mit etwas Gummiwasser geformten Tetraeder beobachten und alle Stadien vom Zusammenbacken bis zum völligen Schmelzen gut beobachten. Weniger sicher ist die zweite Methode, welche aber den Vorteil hat, daß dazu sehr wenig Material nötig ist. Beim Vergleiche der drei Methoden ist entschieden die erste die genaueste, aber es bedarf hiezu größerer Mengen Material, welches nicht immer zu beschaffen ist.

Bei der Methode Splitter zu untersuchen kann man zumeist für den Punkt T_2 zu hohe Temperaturen erhalten, man muß daher die Temperatur sehr langsam steigen lassen; tut man das nicht und nimmt man beliebig große Stücke, so erhält man phantastische Zahlen; Brun hat diese Vorsichtsmaßregeln nicht beobachtet, daher seine exorbitanten Werte, während er für andere Mineralien wahrscheinlich kleinere Stücke nahm und dann verhältnismäßig niedere Zahlen erhielt. Dem Brunschen Ofen mit Knallgasgebläse fehlt die uner-

Digitized by Google

läßliche, sehr langsam sich steigernde Temperatur, daher seine Irrtümer.

Daß man falsche Resultate erhält, wenn man größere Stücke von Mineralien im elektrischen Ofen bei steigender Temperatur erhitzt, davon habe ich mich selbst überzeugt. Nur wenn man die Temperatur so langsam steigen läßt, daß eine Temperatursteigerung von 10° erst nach mehreren Stunden eintritt, dann erhält man die richtigen Temperaturen. 10—20 Minuten genügen durchaus nicht, denn je größer die Masse, je länger die Zeit, die zum Schmelzen nötig ist. Selbst bei linsengroßen Stücken erhält man zu hohe Temperaturen. Etwas weniger Einfluß hat dies auf die Temperatur T_1, sehr viel auf den von mir als T_2 bestimmten Punkt des vollzogenen Schmelzprozesses, man erhält daher dann größere Differenzen für $T_2 - T_1$.

So erhielt ich als Schmelzpunkt für Orthoklas 1260°, für Anorthit 1280°, für Labrador 1250°. Man kann aber, falls man verschiedene große Stücke nimmt, sich auch in der Reihenfolge irren, was offenbar bei den Brunschen Versuchen geschah.

Da aber ein stundenlanges Erhitzen sehr zeitraubend ist und auch besondere Vorsichtsmaßregeln und ein fortwährendes Regulieren notwendig sind, so ist es viel einfacher, entweder feinstes Pulver zu nehmen oder ganz winzige Spaltblättchen, Fasern oder dergleichen anzuwenden.

Auch hier ist es übrigens geboten, durch mindestens 20 Minuten die Temperatur constant zu belassen, denn die Zeit der Exposition ist von größter Wichtigkeit, sie muß mit der Größe der zu schmelzenden Körper wachsen.[1])

Bei der dritten Methode formte ich kleine Tetraëder, welche im Röhrenofen mit dem Fernrohr beobachtet wurden; so lange die

[1]) Ich will noch einen Fall anführen, der beweist, wie langsam größere Stücke schmelzen. Bei meinen Löslichkeitsversuchen (Zentralblatt 1902, Heft 7) hatte ich in geschmolzenem Labrador bei einer Ofentemperatur von zirka 1250° (die Temperatur der Schmelze selbst betrug um zirka 15—20° weniger) Orthoklasbruchstücke eingetaucht; da das Maximum für den Orthoklasschmelzpunkt 1220° beträgt, so hätten diese ganz geschmolzen werden müssen, dies war aber nicht der Fall, sondern nur eine teilweise Zerstörung derselben trat ein, da eine Überhitzung nicht möglich ist, so war eben trotz der langen Dauer des Versuches diese nicht genügend, um das Stück ganz zu schmelzen, was den Einfluß der Masse zeigt; allerdings wäre es möglich, daß während des Lösungsprozesses im Labrador Wärmeabsorption eingetreten ist.

Digitized by Google

Schmelzung nicht begonnen hat, ist die Kante zickzackförmig, mit der beginnenden Schmelzung werden diese Kanten abgerundet.

Dadurch, daß die Versuchskörper auf einem Träger befestigt sind, welcher in einem langen Platinstab, der aus dem Ofen herausragt, endigt, können die Tetraëder jeden Moment aus dem Ofen herausgenommen und untersucht werden, was zur Bestimmung von T_1 notwendig ist.

Zusammenstellung der Schmelzpunkte.

Methode I. Bestimmung des Schmelzpunktes mit feinem Pulver bei darin eingetauchtem Thermo-Element.

Methode II. Bestimmung mit kleinen dünnen Spaltblättchen oder Splittern, Fasern.

Methode III. Bestimmung mit in Tetraëdern oder Pyramiden geformten Pulver.

T_1 Beginn des Schmelzens.

T_2 Temperatur des völligen Flüssigwerdens.

Olivingruppe.

		I	II	III
Fayalit[1])	T_1		1055	
	T_2		1075	
Hortonolith[2])	T_1		1175—80	
	T_2		1195	
Hyalosiderit[3]) v. Sasbach	T_1		1215—20	
	T_2		1240	
Olivin v. Almeklovdal	T_1			1280
	T_2			1300
„ „ Kapfenstein[4])	T_1		1260—65	
	T_2		1275	
„ „ Somma, hell	T_1			1335—40
	T_2			1355—60
„ „ „ dunkel[5])	T_1		1255—65	
	T_2		1275—90	
„ „ „ Lipari[6])	T_1		1265—75	
	T_2		1280—85	

Digitized by Google

		I	II	III
Olivin v. Söndmöre	T_1			1325—40
	T_2			1345—50
„ edler, Ägypten.	T_1		1390—95	
	T_2		1400—1410	
„ zersetzter, Rib. d. Patas[7])	T_1		1155—60	
	T_2		1180—85	
Monticellit, Somma[8])	T_1		1400—1410	
	T_2		1420—1460	
Forsterit, Sardinien	T_1		>1460	

Anmerkung. Der Olivin wird oft 100° vor seinem Schmelzpunkt verändert, indem er schwarz und undurchsichtig wird, so z. B. der edle Olivin, welcher bei zirka 1280° schwarz wird; wahrscheinlich durch Magnetitbildung.

[1]) Rammelsberg: Mineralchemie, 1875.
[2]) Mixter: Hintze, Handbuch, pag. 23.
[3]) Rosenbusch: N. J. 1872, pag. 50.
[4]) Clar: Tschermaks Mineralog. u. petrograph. Mitt., Bd. V, pag. 85.
[5]) G. vom Rath: Pg. Ann., Bd. 155, pag. 34.
[6]) Brögger: N. J. f. M., 1880, II, pag. 190.
[7]) Doelter: Vulkane d. Kapverden.
[8]) Rammelsberg: Pg. Ann., Bd. 109, pag. 567.

	SiO_2	MgO	FeO	CaO	H_2O	
I)	29·25		66·01	0·45		(CuO 1·33, Al_2O_3 3·57)
II)	33·59	16·88	44·37		0·26	(2·35 MnO)
III)	36·72	31·99	29·96			
IV)	42·25	49·17	8·48			(Al_2O_3 0·30)
V)	39·93	48·70	8·43			(MnO 1·03)
VI)	38·67	51·86	8·45	0·99		(MnO 0·12)
VII)	29·37	26·56	20·79		2·68	(20·52 CO_2)
VIII)	37·89	22·04	5·61	34·92		

Granatgruppe.

		I	II	III
Grossular, Monzoni[1])	T_1		1125—30	
	T_2		1140—55	
„ Auerbach[2])	T_1		1110	1105—10
	T_2		1125—40	
Almandin, Fahlun[3])	T_1		1100—10	
	T_2		1140—50	

Digitized by Google

		I	II	III
Almandin, braungelb, Achmatowsk	T_1		1135	
	T_2		1160	
Almandin, Traversella	T_1	1110—15		
	T_2	1140—45		
Hessonit, Ala[4])	T_1		1110	
	T_2			
Pyrop, Böhmen, Meronitz[5])	T_1		1185	
	T_2			
Uwarowit[6])	T_1		1270—80	
	T_2		1300	
Melanit, Frascati[7])	T_1	925—35		
	T_2	945—50		

Anmerkung. Auch bei eisenhaltigen Granaten beobachtet man häufig eine Veränderung vor dem Schmelzen; sie werden undurchsichtig und schwarz, so der Almandin von Achmatowsk 20° vor T_1, der Pyrop bei zirka 1145°.

[1]) Lemberg: Z. g. G., 1872, Bd. 24, pag. 249. — An. I.
[2]) Jannasch: N. J. f. M., 1883, Bd. I, pag. 110. — An. II.
[3]) Hisinger: Afh. i Fys., 4, pag. 387. — An. III.
[4]) Jannasch: N. J. f. M., 1883, Bd. I, pag. 120. — An. IV.
[5]) Moberg: J. f. pr. Chem., 1848, Bd. 43, pag. 112. — An. V.
[6]) Damour: Ann. d. Mines., 1843, 4, pag. 115. — An. VI.
[7]) Knop: Z. f. Kryst., Bd. I, pag. 13. — An. VII.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO
I)	39·53	20·15	4·94		1·72	33·88
II)	41·80	20·91		2·01	0·82	33·48
III)	37·66	19·66		39·68		(1·80 MnO)
IV)	38·12	18·35	7·17		0·02	35·40
V)	40·45	19·67		9·94	15·00	5·29 (4·17 Cr_2O_3, 2·59 MnO)
VI)	35·57	6·25	(23·45 Cr_2O_3)			32·22
VII)	35·09	8·80	19·27	1·80	0·47	32·61 (3·02 TiO_2)

Lithionglimmer.

		I	II	III
Lepidolith v. Rozena[1])	T_1		925	
	T_2		935—45	
Zinnwaldit, hell, Zinnwald[2])	T_1		940—50	
	T_2		960	

Digitized by Google

		I	II	III
Zinnwaldit, dunkler, Zinnwald	T_1		935	
	T_2		960—65	

[1]) Berwerth: Tschermaks Mineralog. u. petrograph. Mitt., 1877, pag. 346. — An. I.

[2]) Berwerth: Tschermaks Mineralog. u. petrograph. Mitt., 1877, pag. 345. — An. II.

	SiO_2	Al_2O_3	FeO	K_2O	Li_2O	F
I)	45·87	22·50	11·61	10·46	3·28	7·94 (1·75 MnO)
II)	50·90	27·80	0·05	10·78	5·88	7·88

Magnesiaglimmer.

		I	II	III
Biotit v. Miasc[1])	T_1		1145—50	1140
	T_2			1170
„ schwarzer vom Vesuv	T_1		1155—60	
Biotit v. Monzoni[2])	T_1		1240	
Meroxen, gelbgrün v. Vesuv[3])	T_1		1230—40	
	T_2		1355—70	
Meroxen, Calumet, Island	T_1		1195	
Anomit von Steinegg bei Krems	T_1			1295
	T_2			1325—35
Lepidomelan v. Freiberg[4])	T_1		1115—25	
	T_2		1150—60	
Lepidomelan aus Tonalit, Rieserferner	T_1		1130—35	
	T_2		1165—75	
Rubellan v. Laacher-See[5])	T_1		1160—65	
Phlogopit v. Burgess	T_1		1250—55	
	T_2		1270—75	
„ „ Ceylon[6])	T_1		1290	
	T_2		1330	

Die Biotite werden zirka 50—100° vor dem Beginn des Schmelzens trüb und brüchig; bei Phlogopit tritt dies zumeist bei zirka 1150° ein.

Digitized by Google

[1]) Rammelsberg: Berl. Ak., 1889, pag. 36. — An. I.
[2]) „ „ „ 1889, pag. 26. — An. II.
[3]) Kjerulf: J. f. pr. Chemie, Bd. 65, pag. 187. — An. III.
[4]) Scheerer: Rammelsbergs Mineralchemie, 1875. — An. IV.
[5]) Hollrung: Tschermaks Mineralog. u. petrograph. Mitt. — An. V.
[6]) Popovits: „ „ „ „ „ 1874, pag. 291. — An. VI.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	K_2O	H_2O	
I)	32·19	12·34	6·56	23·61	5·29	9·59	3·73	
II)	41·70	16·86	2·23	1·88	25·39	9·35	1·14	(0·53 *F*)
III)	44·63	19·04	4·92		20·89	6·97	0·17	
IV)	40·56	17·87	12·93	10·15	10·15	0·83	3·48	(Na_2O 3·00)
V)	36·25	14·88	28·04	3·24	11·18	1·87	3·25	(Na_2O 1·25)
VI)	42·26	15·64	0·23	1·52	27·23	8·68	2·91	(2·19 *F*)

Kaliglimmer.

		I	II	III
Muscovit von New-Hampshire . . .	T_1 . .		1255—60	
Muscovit von Middletown	T_1 . .		1255—60	
	T_2 . .		1270—90	

Nephelin, Leucit, Hauyn.

		I	II	III
Hauyn, Vesuv . . .	T_1		1190—95	
	T_2		1210—25	
Natronhauyn, Siderão	T_1		1090—1100	
	T_2		1140	
Sodalith	T_1			1030
Elaeolith, Norwegen .	T_1	1090—1100	1095—1105	1085—95
	T_2	1110—1115	1115—20	1100—1110
Nephelin, Vesuv . .	T_1	1110	1105—1125	1105—20
	T_2	1125		1120—35
Leucit, Vesuv . . .	T_1	1275—80	1300—1305	1275—85
	T_2	1300	1315—25	1300
Analcim Fassa . .	T_1	880—890	890 - 910	880

Rhombische Pyroxene.

		I	II	III
Bronzit Kraubath[1]) .	T_1 . .			1330—50
	T_2 . .			1370—80

Digitized by Google

		I	II	III
Enstatit Bamle . .	T_1 . .			1375—80
	T_2 . .			1400
Hypersthen St. Paul[2]	T_1 . .		1185—95	1175—80
	T_2 . .		1200—1210	1190—95

[1]) Höfer: J. Geol. R. A., 1866, Bd. XVI.
[2]) Remele: Z. geol. Ges., 1868, Bd. XX.

Monokline Pyroxene.

Wollastonit, Diopsid, Hedenbergit.

		I	II	III
Wollastonit, Cziklowa	T_1 . .		1230—45	1240
	T_2 . .			1250—55
„ Auerbach	T_1 . .		1235—40	1235—45
	T_2 . .		1250—55	1250
Diopsid, Ala[1]) . . .	T_1 . .		1245—50	
	T_2 . .		1260—65	
Malakolith, Rezbanya[2])	T_1 . .		1220	1220—30
	T_2 . .			1245
Salit, Breitenbrunn .	T_1 . .		1210	
	T_2 . .		1230	
Diopsid von Nordmarken[3])	T_1 . .		1135—40	
Hedenbergit, Elba .	T_1 . .		1080	1065—75
	T_2 . .			1090
„ v. Doguaczka[4]) .	T_1 . .		1095	1080
	T_2 . .		1110	1090—1100
„ v. Tunaberg[5]) . .	T_1 . .		1090—1110	1125—35
	T_2 . .		1130	1150
Traversellit, Monte acuto[6])	T_1 . .			1115—20
	T_2 . .			1140

[1]) Doelter: Tscherm. Mineralog. Mitt., 1877, pag. 288. — An. I.
[2]) Runge: Pg. Ann., 1858, Bd. 103. — An. II.
[3]) Doelter: Tscherm. Mineralog. u. petrogr. Mitt., 1878, pag. 61. — An. III.
[4]) Hidegh: Z. f. Kryst., Bd. VIII, pag. 534. — An. IV.
[5]) Doelter: Tscherm. Mineralog. u. petrogr. Mitt., 1878, pag. 61. — An. V.
[6]) Richter: Pg. Ann., 1854, Bd. 53, pag. 109. — An. VI.

Digitized by Google

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	
I)	54·74			2·91	17·02	26·03	
II)	56·03			1·38	17·36	25·05	
III)	50·91	0·17	0·76	17·34	7·21	22·93	(0·21 MnO)
IV)	49·00	0·91	2·85	17·24	1·34	21·30	(8·52 MnO)
V)	47·62	1·88	0·10	26·29	2·76	21·53	
VI)	52·39	1·21		20·46	14·41	7·93	(3·69 H_2O)

Tonerde-Augite.

		I	II	III
Augit, Mti. Rossi[1]) .	T_1 . .		1165—70	1165
	T_2 . .		1185	1180
Augit v. Vesuv, gelb[2]) .	T_1 . .		1175—80	
	T_2 . .		1195	
„ „ „ schwarz[3])	T_1 . .		1160	
	T_2 . .		1180	
„ Sasbach[4]) . .	T_1 . .	1085—95		
	T_2 . .	1105—1100		
„ schwarz, Arendal[5])	T_1 . .		1095—1110	1090—95
	T_2 . .		1120—40	1110—20
„ grün[6])	T_1 . .		1150	
	T_2 . .		1170	
„ v. Bufaure[7]) .	T_1 . .		1180	
	T_2 . .		1200	
„ aus Vesuvlava v. Jahre 1858[8])	T_1 .		1140—50	
	T_2 . .		1170	
„ R. das Patas[9]) .	T_1 . .		1100—1110	

[1]) Rammelsberg: Pg. Ann., Bd. 103, 436. — An. I.
[2]) Doelter: Tscherm. Mineralog. Mitt., 1877, pag. 284.
[3]) „ „ „ „ 1877, pag. 283.
[4]) Merian: Neues Journ., 1855, Berlin, Bd. III, pag. 285.
[5]) Doelter: Tscherm. Mineralog. u. petrogr. Mitt., 1878, pag. 64.
[6]) „ „ „ „ „ „ 1878, pag. 57.
[7]) „ „ „ Mitt., 1877, pag. 287.
[8]) Rammelsberg: Z. geol. G., 1859, Bd. XI, pag. 497.
[9]) Doelter: Vulkane der Kapverden, pag. 129.

Digitized by Google

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	
I)	47·38	5·52	3·85	7·89	15·26	19·16	
II)	50·41	6·07	1·09	6·78	12·92	22·75	
III)	46·95	9·75	4·47	4·09	16·04	19·02	
IV)*	44·65	6·62	5·02	3·87	14·76	20·32	
V)	45·50	7·17	0·60	15·59	8·15	22·25	
VI)	53·28	1·37	1·08	4·50	15·63	24·27	
VII)	49·01	5·09	3·77	7·74	14·55	20·01	
VIII)	49·61	4·42		9·08	14·22	22·83	
IX)	40·81	14·24	7·89	5·95	14·35	16·01	(0·61 Na_2O).

* In Augit IV 1·29, Na_2O, 0·49 K_2O, 2·93 TiO_2, man könnte diesen Augit bereits zum Natron-Augit rechnen.

Fassait, Diallag.

		I	II	III
Fassait, Pizmeda[1])	T_1	1200	1210	1200
	T_2	1220		1220
Omphazit, Tainach[2])	T_1			1180—85
	T_2			1220
Diallag, Le Prese[3])	T_1		1110	1110
	T_2		1140	
„ Prato[4])	T_1		1165	1160
	T_2		1180	1180

[1]) Doelter: Tscherm. Mineralog. Mitt., 1877, pag. 288. — An. I.
[2]) Ippen: Z. des naturw. Vereines f. Steiermark, 1892. — An. II.
[3]) G. vom Rath: Pg. Ann., 1872, Bd. 144, pag. 250. — An. III.
[4]) Köhler: Pg. Ann., 13, pag. 101. — An. IV.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	
I)	44·76	10·10	5·09	2·09	13·65	24·90	
II)	51·28	4·28	—	5·21	16·58	18·51	
		(1·73 Na_2O, 0·85 K_2O, 1·20 H_2O)					
III)	51·46	1·31		15·49	10·13	21·14	
IV)	53·20	2·47		9·05	14·91	19·99	(1·77 H_2O).

Natron-Augite.

		I	II	III
Augit, Siderão[1])	T_1	1075		1085
	T_2			1090
„ Ag. caldeiras[2])	T_1		1090	
	T_2		1105—1110	

Digitized by Google

		I	II	III
Augit, Garza	T_1			1105—15
„ Picos[3])	T_1		1085—90	
	T_2		1000—1100	
Ägirin, Langesundfjord	T_1			930—45
	T_2			940—950
Akmit, Eger	T_1	925—30		925—45
	T_2	945—50		945—60
Jadeit v. Tibet	T_1	1000		
	T_2	1060		
Spodumen, Stirling	T_1	1080—90		

[1]) Doelter: Vulkane der Kapverden, pag. 84. — An. I.
[2]) „ „ „ „ pag. 84. — An. II.
[3]) „ „ „ „ pag. 150. — An. III.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O
I)	38·22	13·08	9·29	9·14	11·73	14·80	4·32
II)	45·79	7·89	3·51	4·81	14·81	21·60	1·55
III)	36·79	16·97	15·37	2·23	8·99	18·90	0·65

Mangan-Augit.

		I	II	III
Fowlerit[1]), Franklin	T_1		1120—40	1120
	T_2		1150—70	1150
Rhodonit[2]), Pajsberg	T_1	1160—65	1170—85	
	T_2	1180—95	1190—95	

[1]) Pirsson: Am. J. Sc., III, pag. 40, 494. — An. I.
[2]) G. Paykull: Geol. Fören, Stockholm 1891, Bd. 13, pag. 872. — An. II.

	SiO_2	MnO	FeO	CaO	MgO
I)	46·06	34·28	3·63	7·04	1·30 (ZnO 7·33)
II)	45·86	45·92	0·36	6·40	1·65

Amphibol.

Aktinolith, Anthophyllit.

		I	II	III
Anthophyllit[1]) v. Hermannschlag	T_1			1325
	T_2			1340
Tremolit	T_1			1200
	T_2			1220

Digitized by Google

		I	II	III
Aktinolith v. Pfitsch, dunkelgrün	T_1			1140—50
	T_2			1170
Asbest[2]	T_1		1275—85	
	T_2		1290—1310	
Nephrit, Jordansmühle	T_1	1180—90		
	T_2	1210		

[1]) Brezina: Min. M., 1874, pag. 247.
[2]) Scheerer: Pg. Ann., Bd. 84, pag. 383.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	H_2O
I)	57·39	2·04	6·42	6·53	29·08	0·69	2·56
II)	57·50			3·88	23·09	13·42	2·36

Tonerde-Hornblende.

		I	II	III
Hornblende, schwarz, Vesuv[1]	T_1	1085	1085—90	
	T_2	1100	1095—1100	
Hornblende, braun, Lukow	T_1		1100–1110	1095–1100
	T_2		1125	1120
Hornblende, schwarz, Czernosin[2]	T_1		1075—80	1075
	T_2		1090—1100	1095
Hornblende, Risör	T_1			1140
	T_2			1155
„ Achmatowsk	T_1		1080—90	1075—85
Pargasit, Pargas[3]	T_1		1140—55	1150
	T_2		1160—75	1160
Hornblende, grau, Pierrepoint[4]	T_1		1065	
	T_2		1080	

[1]) Berwerth: W. Akad., 1882, pag. 85.
[2]) Rammelsberg: Pg. Ann., pag. 103.
[3]) Berwerth: W. Akad., 1882, Bd. 85.
[4]) Haffke: Hintze's Mineral.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	H_2O	K_2O	
I)	39·80	14·28	2·86	19·02	9·10	10·73	1·79	1·42	2·85	
II)	40·95	14·31	5·81	7·18	14·06	12·55	1·64	0·26	(0·80	TiO_2)
III)	42·97	16·42	1·53	1·32	20·41	14·99	1·53	0·87	2·85	
IV)	55·90	1·29	0·78	2·33	22·96	12·25	1·24	1·98	0·66	

Digitized by Google

Natron-Hornblenden.

		I	II	III
Arfvedsonit[1]), Narjakasik, Grönland	T_1		930	
	T_2		940	
Änigmatit[2]), Kangerdluarsuk	T_1		935	
	T_2		945	
Riebeckit[3]), St. Peters Dom El Paso	T_1		940	940
	T_2		945	950
Krokydolith, Narsarsuk, Grönland	T_1		935	
	T_2		945	
Glaukophan[4]), Syra	T_1	1040—45	1040	1035
	T_2	1050—55	1055	1050
Gastaldit[5]), St. Marcel	T_1		1025—30	1020—30
	T_2			1040
Barkevikit[6]), Langensund	T_1	1070	1085	1060
	T_2	1085	1095	1085

[1]) Berwerth: W. Ak., 1892, Bd. 85, pag. 168. — An. I.
[2]) Forsberg: Z. Kryst., Bd. 16, pag. 428. — An. II.
[3]) König: Z. Kryst., Bd. 1, pag. 431. — An. III.
[4]) Luedecke: Z. d. geol. G., Bd. 28, pag. 233. — An. IV.
[5]) Cossa: Acc. Lincei Roma, 1875, Bd. 2, pag. 33. — An. V.
[6]) Flinck bei Brögger: Z. Kryst., Bd. 16, pag. 412. — An. VI.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	H_2O
I)	47·08	1·44	1·70	35·65		2·32		2·88	9·14	2·08
II)	37·92	3·23	5·81	35·88	1·00	1·36	0·33	0·31	6·58	(7·57 TiO_2)
III)	49·33		14·87	18·86	1·75	0·41		1·44	8·33	(0·75 ZrO_2)
IV)	55·64	15·11	3·08	6·85	0·56	2·40	7·80		9·34	
V)	58·55	21·40		9·04		2·03	3·92		4·77	
VI)	46·66	11·45	6·18	19·93	0·75	10·24	1·11	1·44	6·08	

Feldspate.

Kalifeldspat.

		I	II	III
Orthoklas, Arendal[1])	T_1	1190	1185	
	T_2	1210	1205—20	
Adular, Gotthard[2])	T_1	1185—90		1195
	T_2	1210—20		1210—20

Digitized by Google

		I	II	III
Sanidin, Drachenfels[3])	T_1 . .	1140—50	1145—55	
	T_2 . .	1175		
Mikroklin v. Pikes-Peak	T_1 . .	1150—60		
	T_2 . .			
Mikroklin v. Miasc[4]) .	T_1 . .		1155—60	
	T_2 . .		1170—80	

[1]) Schulz: Rammelsbergs Mineralchemie, 1860, pag. 628. — An. I.
[2]) Abich: Pg. Ann., 1840, Bd. 51, pag. 519. – An. II.
[3]) Schmidt: Tschermaks Mineralog. u. petrogr. Mitt., Neue Folge, Bd. 4, pag. 12. — An. III.
[4]) Pisani: Ann. chim.-phys., 1876, Bd. 9, pag. 433. — An. IV.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O
I)	65·55	17·99	1·30	1·54	13·74
II)	65·69	17·97	1·34	1·01	13·99
III)	63·82	20·44	1·49	4·67	8·00 (1·69 Fe_2O_3)
VI)	64·08	20·70		1·27	13·75

Kalk-Natron-Feldspate.

		I	II	III
Albit, Schmirn . . .	T_1 . .	1115—25	1130—35	1130
	T_2 . .	1150	1170	1160
„ Norwegen . .	T_1 . .	1120	1120—40	1130—35
	T_2 . .	1160		1160
„ Sauerbrunn bei Stainz[1])	T_1 . .	1120—30		1120—40
	T_2 . .	1150—60		1155—60
Oligoklas, Soboth[2]) .	T_1 . .		1140—60	1140—60
	T_2 . .		1185	1175
„ Bakerville[3])	T_1 . .	1140—50	1145—50	1130—40
	T_2 . .	1175	1165—85	1150—60
Sonnenstein v. Tvede-strand[4])	T_1 . .		1135—45	1135—40
	T_2 . .		1170	
Oligoklas, Mauthner b. St. Jakob[5]) (Stmk.)	T_1 . .		1135—45	1135—45
	T_2 . .		1150—60	
Andesin v. Var[6]). .	T_1	1155	1160—65	
	T_2	1185		
Labrador, Monzoni[7])	T_1		1445—55	1140—50
	T_2		1195	

Digitized by Google

		I	II	III
Labrador, Kiew [8])	T_1	1155—60	1150—60	1145
	T_2	1190	1210	1200
„ Szuligata [9])	T_1		1140—55	1040—55
	T_2			1070—90
Anorthit v. Vesuv [10])	T_1	1165	1165—75	1150—60
	T_2	1195—1205	1195—1215	1190—95
„ Pizmeda [11])	T_1	1170—90	1160—80	1160—80
	T_2	1205—20		1205—1210

Anmerkung. Beim Anorthit von Pizmeda trat jedesmal eine eigentümliche Erscheinung ein: bei 1160° erfolgte ein explosives Dekrepitieren des Pulvers, welches oft zum Teil in die Höhe geschleudert wurde, es müssen also Gase vorhanden gewesen sein.

Dieser Anorthit ist wasser- und kohlensäurehaltig, daher auch sein Schmelzpunkt höher, da er mehr kieselsaure Tonerde enthält.

[1]) Maly: Naturw. Verein f. Steiermark. — An. I.

[2]) Smita: Tschermaks Mineralog. Mitt., 1877, pag. 265. — An. II.

[3]) Clarke: Am. Journ., 1888, Bd. 36, pag. 222. — An. III.

[4]) Scheerer: Pg. Ann., 1845, pag. 64. — An. IV.

[5]) Unveröffentl. Mitteil. Derber Oligoklas, milchweiß. — An. V.

[6]) Sipöcz: Tschermaks Mineralog. u. petrograph. Mitt., Neue Folge, Bd. 3, pag. 175. — An. VI.

[7]) Lemberg: Z. d. g. G., 1883. — An. VII.

[8]) Sigeth: Bull. soc. min. Petersb., Bd. 7, pag. 25. — An. VIII.

[9]) Doelter: Tschermaks Mineralog. u. petrograph. Mitt., 1874. — An. IX.

[10]) Lemberg: Z. d. g. G., 1883, Bd. 35. — An. X.

[11]) G. vom Rath: Der Monzoni. Bonn 1875. — An. XI.

Der fleischrote bis weiße Anorthit ist nicht ganz frisch und enthält $CaCO_3$. er ist daher höher schmelzbar.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	
I)	65·19	18·41	2·11	12·41	1·88	
II)	64·75	22·25	2·67	10·17	0·37	
III)	62·92	25·32	4·03	6·18	9·96	(0·25 H_2O)
IV)	61·30	23·77	4·78	8·50	1·29	
V)	55·19	24·97	4·10	nicht bestimmt		(0·58 MgO)
VI)	58·48	26·94	8·21	6·87	0·50	(0·49 H_2O)
VII)	55·51	28·99	9·41	4·48	2·81	
VIII)	55·49	26·83	10·93	3·96	0 92	(0·51 H_2O)
IX)	55·52	28·93	9·95	5·01	0·28	
X)	43·89	34·97	18·44	0·72	0·40	(0·32 H_2O)
XI)	41·18	35·55	19·15			(2·77 H_2O)

Digitized by Google

Spinellide.

		I	II	III
Pleonast, Orange-City[1]	T_1	1250—60	1250—60	1240—50
	T_2	1290—1300	1290—1300	1275—80
„ Monzoni[2]	T_1		1270	
Magnetit, Mulatto	T_1	1195		1190—95
	T_2	1215—25		1210—1225
Franklinit	T_1		>1420	
Chromit, Kraubath	T_1		>1450	1450

Chromit und Franklinit waren bei 1410—20° stark gesintert, auch Quarz zeigte sich bei 1470° stark zusammengebacken, demnach dürfte T_1 nicht sehr weit davon entfernt sein.

[1]) *FeO* zirka 10%.

[2]) *FeO* 5·62, Fe_2O_3 2·83, Rammelsberg: Mineralchemie, 1875, p. 136.

Diverse.

		I	II	III
Eisenglanz v. Waldenstein	T_1		1360	1350
	T_2		1400	1390
Titanit	T_1			1200
	T_2			1230
Apatit v. Renfrew	T_1			1270
	T_2			1300
Andalusit v. Lisenz	T_1			1330—50
	T_2			1395
Disthen v. Tainach	T_1	1370		1390
	T_2	1395—1430		>1430

Resultate.

In der Olivingruppe steigt der Schmelzpunkt mit abnehmendem Eisengehalt; bei Olivinen mit 8% *FeO* steigt der Schmelzpunkt nicht auf 1300°. Der Monticellit zeigt, daß der Kalkgehalt den Schmelzpunkt erhöht. Noch mehr ist dies der Fall bei dem Forsterit-ähnlichen Mineral.

Granatgruppe. Einen sehr niedrigen Schmelzpunkt hat die Verbindung $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$. Eisenoxyd scheint den Schmelzpunkt stärker herabzudrücken als Oxydul. Chrom setzt den Schmelzpunkt bedeutend

Digitized by Google

hinauf, demnach würde die Beimengung von $Mg_3Cr_2Si_3O_{12}$ die entgegengesetzte Wirkung ausüben wie $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$; noch stärker scheint die Wirkung von $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$ zu sein. Wie das Beispiel des Granats von Fahlun zeigt, würde die Verbindung $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$ einen höheren Schmelzpunkt haben als $Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$. Magnesia scheint beim Ersatze des CaO den Schmelzpunkt zu erhöhen.

Glimmergruppe. Die Elemente *Li* und *Fe* setzen den Schmelzpunkt herab. Aus dem Vergleiche der Analysen geht hervor, daß Li_2O stärker wirkt als FeO, da trotz Fehlens von FeO in Analyse II der höhere *Li*-Gehalt bewirkt, daß der Unterschied in den Schmelzpunkten nur ein minimaler ist.

In der Biotitreihe scheint namentlich FeO Herabsetzung des Schmelzpunktes zu bewirken, der hohe Gehalt an Fe_2O_3 im Rubellan scheint nicht so kräftig zu wirken, allerdings ist hier wenig K_2 und viel *Mg* vorhanden.

Zwischen *Mg* und *K* scheint aber die Einwirkung auf den Schmelzpunkt ziemlich gleich, wie der Vergleich von Muscovit und Phlogopit zeigt.

Zwischen Hauyn und Sodalith ist der Unterschied in den Schmelzpunkten sehr groß, *Cl* scheint also eine Herabsetzung zu bewirken. Natron-Hauyn ist natürlich schwerer schmelzbar als kalkreicher; Nephelin steht zwischen Sodalith und Hauyn.

Pyroxengruppe. Der FeO-Gehalt scheint bei den rhombischen Pyroxenen den Schmelzpunkt herabzudrücken, namentlich ist dies aber der Fall, wie das Beispiel des Hypersthens zeigt, für Fe_2O_3 und wohl in geringerem Maße für Al_2O_3.

Vergleicht man die eisenfreien Mineralien Wollastonit, Diopsid, Malakolith, so scheint der Eintritt von *Mg* statt *Ca* eine kaum merkliche Erhöhung zu erwirken, dagegen ist der Einfluß von FeO sehr bedeutend, wie der Vergleich mit den eisenreichen Diopsiden von Nordmarken, Dognaczka und Tunaberg zeigt, es sinkt der Schmelzpunkt mit steigendem Gehalte an FeO; MnO im Hedenbergit von Dognaczka wirkt ähnlich.

Bei den Tonerde-Augiten ist der Gehalt an Al_2O_3 nicht als den Schmelzpunkt stark herabsetzend anzusehen, es scheint auch hier wieder dies besonders mit dem Eisengehalt zusammenzuhängen, wie der Vergleich von V und VIII mit II und III zeigt, immerhin scheint, wie Analyse IX zeigt, ein sehr großer Tonerdegehalt doch von Einfluß zu sein. Der niedere Schmelzpunkt des Augits von Sasbach

Digitized by Google

scheint nur durch den Alkaliengehalt erklärlich, welcher bereits im Augit von R. das Patas seine Wirkung äußert, dies zeigt sich noch mehr bei Ägirin und Akmit, in denen $Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$ vorherrscht. Auffallend hoch ist der Schmelzpunkt des Fassaits trotz seines hohen Tonerdegehaltes, man muß zu dem Schlusse kommen, daß das darin angenommene Silikat $Ca Al_2 Si O_6$ einen hohen Schmelzpunkt hat.

Der niedere Schmelzpunkt des Diallag von Le Prese erklärt sich durch seinen höheren Eisengehalt.

Die stärkste Wirkung auf den Schmelzpunkt scheint der *Na*-Gehalt zu besitzen, denn verhältnismäßig kleinere Mengen drücken jenen stark herab (Sasbach, Aguas caldeiras), dies ist aber besonders dann der Fall, wenn dazu ein höherer Gehalt an $Fe_2 O_3$ tritt, selbst bei geringem *Fe O*-Gehalt (A. von Picos), demnach ist es der Gehalt von $Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$, welcher am meisten den Schmelzpunkt herabdrückt. Der Schmelzpunkt von $Na_2 Al_2 Si_4 O_{12}$ liegt um zirka 100° höher als der von $Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$.

Mangan scheint nicht so stark schmelzpunkterniedrigend zu wirken wie Eisen, da die Verbindung $Ca Mn Si_2 O_6$ einen viel höheren Schmelzpunkt hat als $Ca Fe Si_2 O_6$. Zink scheint in der Mitte zwischen *Mn* und *Fe* bezüglich seiner Wirkung zu liegen, denn der zinkhaltige Fowlerit ist leichter schmelzbar als Rhodonit. Zwischen $Ca Mg Si_2 O_6$ und $Ca Mn Si_2 O_6$ ist der Unterschied kein so großer, doch ist letzterer immerhin leichter schmelzbar.

Amphibolgruppe. Auch hier drückt *FeO* den Schmelzpunkt herab; ein wesentlicher Unterschied zwischen den dimorphen Amphibolen und Pyroxenen scheint nicht zu bestehen, wie die Tremolit- und Aktinolithreihe zeigen.

Dagegen sind Tonerde-Hornblenden im allgemeinen leichter schmelzbar als analoge Pyroxene, was aber wohl nur dem Alkaliengehalt in ersteren zuzuschreiben ist. Im allgemeinen gilt das bei Pyroxenen beobachtete.

Bei den Natron-Hornblenden haben wir nahezu dieselben Schmelzpunkte wie bei den Natron-Augiten. Der Gehalt an $Ti O_2$ scheint von geringerem Einflusse. Auch hier ist bei den Pyroxenen (Akmit und Jadëit) $Na_2 Fe_2 Si_4 O_{12}$ leichter schmelzbar als $Na_2 Al_2 Si_4 O_{12}$, wie der Vergleich von Arfvedsonit mit Glaukophan zeigt; demnach drückt $Fe_2 O_3$ den Schmelzpunkt herab. Der eigentlich auffallend höhere Schmelzpunkt des Barkevikits ist vielleicht dem *Ca*-Gehalt zuzuschreiben.

Digitized by Google

Feldspate.

Bei den Kalifeldspaten drückt *Na* den Schmelzpunkt bedeutend herab. Die Unterschiede zwischen *Ca*-Feldspat und *Na*-Feldspat sind, wie schon früher gezeigt, keine sehr großen; Gehalt an *Ca* setzt den Schmelzpunkt aber merklich hinauf, wie die Schmelzpunkte des Albits und des Andesins zeigen.[1])

Auffallend gering sind die Unterschiede zwischen Labrador und Anorthit. Wassergehalt, durch Zersetzung, scheint den Schmelzpunkt hinaufzusetzen, wie der Anorthit von Pesmeda zeigt; nach Entweichen von H_2O bleibt das unschmelzbare Al_2SiO_5 zurück.

In der Spinellgruppe wirkt MgO für den Schmelzpunkt nach oben, *Fe* entgegengesetzt, *Cr*, *Zn* setzen den Schmelzpunkt bedeutend herauf.

Die Verbindungen Al_2SiO_5 sind sehr schwer schmelzbar; Andalusit etwas weniger wie Disthen.

Vergleicht man die Mineralgruppen untereinander, so sieht man, daß das Verhältnis der Basis zur Säure keine Rolle spielt. Basische Silikate, wie Cyanit, Olivin sind oft schwerer schmelzbar wie saure. Andererseits finden sich in einer und derselben Gruppe so große Unterschiede der einzelnen Glieder, daß die Basizität jedenfalls keine Rolle spielt. Einzelne Elemente dagegen drücken[2]) den Schmelzpunkt herab wie *Na*, *Li*, *Fe*, andere wie *Ca*, *Mg* heben ihn; noch mehr ist letzteres der Fall bei *Cr*.

Ein großer Unterschied scheint bei dimorphen Substanzen nicht vorhanden zu sein. Anthophyllit ist etwas leichter schmelzbar als Enstatit, Andalusit leichter als Cyanit. Asbest ist etwas schwerer schmelzbar als Diopsid; nirgends ist der Unterschied ein großer. Bei isomorphen Mischungen scheint, wie bei anderen physikalischen Eigenschaften, kein sprunghafter Unterschied, sondern allmählicher wahrnehmbar.

Die Frage, ob die Schmelzpunkte isomorpher Mischungen sich wie additive Eigenschaften verhalten, kann bei Mineralien schwer

[1]) Bei meinen ersten Arbeiten hatte ich zwischen Albit und Anorthit nur einen Unterschied von 25—30° gefunden, derselbe erhöht sich nun auf 40—45°. Der Unterschied zwischen Orthoklas und Anorthit stellt sich jetzt als sehr gering heraus.

[2]) Ich beziehe mich nur auf das vorliegende, aus Silikaten und Oxyden bestehende Material. Über Sulfide und die anderen Oxysalze liegt bisher nichts vor.

Digitized by Google

entschieden werden, es dürfte jedoch kaum Proportionalität zwischen Schmelzpunkt und Zusammensetzung existieren, da der Labrador dem Anorthit sehr nahe steht und andererseits bei Pyroxen und Amphibol ein geringer *Na*-Gehalt den Schmelzpunkt bedeutend herabdrückt.

Praktische Verwertung der Schmelzbarkeit für die Petrographie.

Es entsteht die Frage, ob die verschiedene Schmelzbarkeit, welche, wie wir sahen, von der chemischen Zusammensetzung abhängt, nicht zur Unterscheidung von verschiedenen Gliedern einer Gruppe verwertet werden könnte: Angesichts der großen Differenzen in den Zahlen, welche verschiedene Forscher für die absoluten Schmelzpunkte erhielten, könnte das bezweifelt werden.

Man braucht aber die absoluten Schmelzpunkte zu diesem Zwecke gar nicht heranzuziehen, sondern nur die relative Schmelzbarkeit.

So wird man in der Olivinreihe den Eisengehalt aus der Schmelzbarkeit entnehmen können, eine sehr hohe Schmelzbarkeit würde auf Beimengung von $Ca_2 SiO_4$ deuten.

In der Granatreihe deutet sehr geringe Schmelzbarkeit unter 1100° auf großen Gehalt an $Ca_3 Fe_2 Si_4 O_{12}$, dagegen sehr hoher Schmelzpunkt, gegen 1200°, auf Chromsilikat.

In der Hauynreihe wäre aus einem niedrigen Schmelzpunkt auf Natronhauyn zu schließen.

Bei Glimmer könnte ein sehr niedriger Schmelzpunkt, unter 1000° nur durch *Li* möglich sein.

Fe ermäßigt den sehr hohen Schmelzpunkt ebenfalls, wenngleich auch stark eisenhältige Glimmer noch Schmelzpunkte über 1150° haben, immerhin würde man aus einem Schmelzpunkte von über 1200° auf eisenfreien Glimmer schließen können.

In der Augit- und Hornblendegruppe kann aus den Schmelzpunkten auf die chemische Zusammensetzung geschlossen werden. Ein Schmelzpunkt unter 1000° deutet auf Natronaugit, Natronhornblende. Geringere Mengen von Natron ermäßigen denselben bedeutend und kann aus einem Schmelzpunkt unter 1100° auf Natron (abgesehen von einem beträchtlicheren Eisengehalt) geschlossen werden. Eisenarme Augite und Hornblenden schmelzen gegen 1200°, eisenreiche zwischen 1100—1200°.

Digitized by Google

In der Feldspatgruppe lassen sich nur die Endglieder, also Albit, saurer Oligoklas, von Labrador, Anorthit unterscheiden. Der Übergang der anderen Plagioklase ist ein allmählicher und die Differenzen zu gering, um zur Unterscheidung benützt zu werden.

Bei den Spinellen setzt der Eisengehalt den Schmelzpunkt bedeutend herab, *Ca*-Gehalt erhöht ihn. Zur Unterscheidung von Analcim und Nephelin, respektive von Sodalith und Nephelin kann die Schmelzbarkeit gute Dienste leisten.

Um über die relative Schmelzbarkeit Aufschluß zu erhalten, wird es am zweckmäßigsten sein, das Mineral mit bekannten Mineralien gleichzeitig zu schmelzen. Einen allgemeinen Überblick über die Schmelzbarkeit erhält man durch eine Schmelzbarkeitsskala, ich hatte bereits in meiner ersten Arbeit eine solche aufgestellt, da jedoch Hornblende von Lukow je nach dem Natrongehalte wechselnde Schmelzpunkte gibt, so wäre sie durch Glaukophan, welche zwischen 1035—50 schmilzt, zu ersetzen, ebenso Spodumen, der einen höheren Schmelzpunkt hat, als ich zuerst annahm, durch Lithionglimmer oder Melanit.

Praktisch haben aber derartige Skalen[1]), aus wenigen Mineralien bestehend, keinen großen Wert, man wird bei Olivinen, Augiten, Hornblenden etc. eine Anzahl der angegebenen chemisch sowohl als auch dem Schmelzpunkte nach bekannten Mineralien in dünnen Splittern oder winzigen Spaltblättchen vorrätig haben müssen und diese mit ebensolchen des zu untersuchenden Minerals in einem kleinen elektrischen Ofen (wozu sowohl der Röhrenofen als auch ein vertikaler geeignet wäre) schmelzen. Es ist natürlich zu achten, daß die beiden Mineralien sich dicht nebeneinander befinden, damit keine Temperaturdifferenzen sich im Ofen ergeben. Die elektrischen Öfen sind dermalen sehr billig und ist deren Anwendung einfacher als die von Gasöfen.

Namentlich zur Unterscheidung von verschiedenen Augiten und Hornblenden wäre die Methode von Vorteil, vielleicht auch bei gesteinsbildenden Olivinen.

---

[1]) Die Skala würde demnach bestehen aus: Antimonit, Steinsalz, Lithionglimmer, Glaukophan, Albit, Orthoklas, Leucit, Bronzit.

Digitized by Google

XIV. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine.

(IV. Fortsetzung.)[1])

Von **A. Osann** in Freiburg i. B.

(Mit 2 Textfiguren.)

Über den Wert *F*.

Bisher wurde noch eine Diskussion der in dem Werte *F* enthaltenen Basen aufgeschoben; es handelt sich bei derselben wesentlich um die Beantwortung der Fragen:

Bestehen zwischen den Mengenverhältnissen dieser Basen in den einzelnen Gesteinsfamilien irgend welche Regel- oder Gesetzmäßigkeiten? Sind solche Gesetzmäßigkeiten verknüpft mit dem Auftreten bestimmter dunkler Gemengteile, wie von Pyroxenen, Amphibolen, Glimmer oder Olivin, so daß man aus jenen auf die Anwesenheit oder das Fehlen eines der letzteren einen Schluß ziehen kann? Oder besteht, wie dies zum Teile für das Alkaliverhältnis nachgewiesen ist, mehr oder weniger unabhängig von der mineralogischen Zusammensetzung bei Gesteinen, die einer petrographischen Provinz, einem gemeinsamen Magmenherd entstammen, eine solche Gesetzmäßigkeit?

Wie aus den früheren Teilen dieser Arbeit hervorgeht, sind in dem Wert *F* in Molekularprozenten zusammengefaßt die Magnesia, das gesamte Eisen als Oxydul berechnet (nur bei Analysen, in denen Alkalien > Tonerde, wurde der letzteren eine der Differenz Alkalien-Tonerde gleiche Menge Fe_2O_3, dem Ägirinmolekül entsprechend, zugezählt; diese Menge Fe_2O_3 ist in dem Werte *A* enthalten), ferner Manganoxydul, Nickeloxydul, Barium-, Strontium- und Calciumoxyd,

[1]) Vergl. diese Mitt. XIX. 351, XX. 399, XXI. 365.

Digitized by Google

soweit letzteres nicht mit Tonerde verbunden in der Atomgruppe *C* enthalten ist.

Daß gewisse Gesetzmäßigkeiten in dem Verhältnis der Oxyde der zweiwertigen Metalle und des Eisenoxyds bestehen, wurde meines Wissens nur einmal und zwar von Brögger in der Beschreibung des Ganggefolges der Laurdalite hervorgehoben.[1]) Nach ihm ist im:

	CaO	MgO : MnO : FeO : Fe_2O_3
Laurdalit	1	0·88 : 0·04 : 0·77 : 0·27
Natronminette von Brathagen .	1	0·99 : 0·04 : 0·75 : 0·27
Natronminette von Hao . .	1	0·80 : 0·04 : 0·73 : 0·23
Heumit von Heum	1	0·92 : 0·04 : 0·72 : 0·21
Bronzitkersantit von Hovland .	1	0·98 : nicht bestimmt 0·76 : 0·22

Die auffallende Übereinstimmung dieser Verhältniszahlen gibt ein ausgezeichnetes Beispiel für die Tatsache, daß sich die Eigentümlichkeiten eines Stammagmas auf seine Spaltungsprodukte, eines Tiefengesteins auf die es begleitenden Ganggesteine vererben können. Das Beispiel ist umso auffallender, als die erwähnten Ganggesteine ganz verschiedenen Gruppen im Sinne Bröggers, calciopleten und alkalipleten angehören und als ferner in der Mineralführung speziell der Natur und dem Mengenverhältnis der dunklen Gemengteile in diesen Gesteinen keinerlei Regelmäßigkeit zu erkennen ist. Nach Bröggers Berechnung enthält der:

Laurdalit . . . $9^1/_2$% Lepidomelan, $8^1/_3$% Malakolith

Natronminette von Brathagen . . 29% Lepidomelan, 13% Ägirinaugit

Natronminette von Hao . . . . 26% Lepidomelan, $16^1/_2$% Diopsid

Heumit von Heum 11% Lepidomelan, 1% Diopsid, 31% Barkevikit

Bronzitkersantit von Hovland . } $14^2/_3$% Lepidomelan { $25^1/_2$% monokl. Augit, $8^2/_3$% Bronzit.

Auch bei dem Nephelinporphyr vom Lougental mit 8% Ägirindiopsid und $5^1/_2$% Lepidomelan ist das Verhältnis noch ein recht ähnliches:

$$CaO : MgO : (FeMn)O : Fe_2O_3$$
$$1 : 1{\cdot}01 : 0{\cdot}82 : 0{\cdot}39$$

[1]) Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes. III. Das Ganggefolge des Laurdalits. Kristiania 1898.

Digitized by Google

Wenn auch die meisten angeführten Gesteine von dunklen Gemengteilen Lepidomelan, sowie das Ägirin- und Diopsid-Malakolithmolekül enthalten, so ist das Mengenverhältnis derselben doch außerordentlich verschieden wie bei der Natronminette von Brathagen mit 29% Lepidomelan, 13% Ägirinaugit und dem Nephelinporphyr Lougental mit $5^1/_2$% Lepidomelan, 8% Ägirinaugit. Bei anderen Ganggesteinen desselben Muttermagmas ist trotz ähnlicher mineralogischer Zusammensetzung das Verhältnis der erwähnten Metalloxyde ein ganz anderes. So ist bei dem Ägiringlimmersölvsbergit von Kjose-Åklungen mit 7% Lepidomelan und 15% Pyroxen (bei dem allerdings das Ägirinmolekül bedeutend vorherrscht)

$$CaO : (MgFeMn)O : Fe_2O_3$$
$$1 : 2{\cdot}98 : 1{\cdot}32$$

Nun ist dabei natürlich auch zu berücksichtigen, daß Glimmer und Ägirinaugit alkalihaltig sind, daß der Barkevikit von Heum nahezu 11% Al_2O_3 und 5% Alkalien enthält, so daß der Alkali- und Tonerdegehalt der Magmen auch von hervorragendem Einfluß auf die Bildung dieser Mineralien sein muß. Ebenso ist zu erwarten, daß für die Bildung eines Gemengteiles die chemische Zusammensetzung des ganzen während seiner Krystallisationsperiode noch flüssigen Magmas von Bedeutung ist und nicht allein das Verhältnis oder die absoluten Mengen der ihn zusammensetzenden Oxyde. Dazu kommt, daß die chemische Zusammensetzung des Magmas in hohem Grade auch abhängig sein wird von absorbierten Dämpfen und Gasen und deren durch Druck- und Temperaturverhältnisse bedingtes schnelleres oder langsameres Entweichen, also von Faktoren, die aus der Bauschanalyse des festen Gesteines überhaupt nicht zu ersehen sind. Dies führt über zu der Abhängigkeit der Mineralbildungsbedingungen von physikalischen Faktoren, besonders dem Verhältnis von Druck und Temperatur, auf deren Bedeutung für die Entstehung von Pyroxenen und Amphibolen Becke gelegentlich der Beschreibung der Columbretes-Inseln aufmerksam gemacht hat.

Es besteht also im allgemeinen eine recht geringe Wahrscheinlichkeit, eine Abhängigkeit der Natur und Mengenverhältnisse der dunklen Gemengteile von dem Verhältnis Kalk zu Eisen und Magnesia feststellen können. Auch ein Blick auf die nach Molekularprozenten geordneten Analysen zeigt den großen Wechsel besonders im Eisen-

Digitized by Google

Magnesiagehalt bei sonst in chemischer Beziehung sehr nahestehenden Gesteinen.

Wie oben angeführt, hat Brögger bei dem Ganggefolge des Laurdalits das Verhältnis $CaO : MgO : MnO : FeO : Fe_2O_3$ berechnet. Bei einer Diskussion des Wertes F in unserem System kommt zunächst nur diejenige Kalkmenge in Betracht, welche nicht im Anorthit oder den tonerdehaltigen Pyroxen- und Amphibolmolekülen enthalten ist, ferner ist, wie schon erwähnt, der Eisengehalt, soweit er nicht im Ägirinmolekül steckt, ganz als Oxydul genommen; zur Vereinfachung wurde außerdem stets MnO und NiO mit FeO, BaO und SrO mit CaO vereinigt.

Eine fernere Vereinfachung des zu berechnenden Verhältnisses wurde angestrebt, weil von vornherein zu erwarten ist, daß die Zahlen für die in F enthaltenen Metalloxyde recht unsichere sind. F ergibt sich, nachdem A und C berechnet sind; infolgedessen werden sich alle Fehler und Ungenauigkeiten, die aus Unfrische des analysierten Materiales und mangelhaften Bestimmungen bei der Analyse besonders in Bezug auf Alkalien, Tonerde und Kalk resultieren, bei der Berechnung von F geltend machen. Eine fernere Schwierigkeit tritt auf bei den Gesteinen, deren Pyroxene und Amphibole relativ reichlich Tonerde enthalten, also besonders bei kieselsäure- und alkaliarmen Gesteinen, wie Feldspatbasalten, Gabbros etc. Hier wurde früher diese Tonerde mit CaO zur Atomgruppe $CaAl_2O_4$ verbunden und letztere dem Wert C zugefügt, da es für den Wert F als ganzes gleichgültig ist, ob Al_2O_3 in diesen Mineralien im Molekül $CaAl_2SiO_6$ oder Mg-, resp. $FeAl_2SiO_6$ gebunden ist, welch letzteres vielleicht vorzugsweise der Fall ist. Dieser Fehler, resp. dieses Abweichen von den tatsächlichen Verhältnissen ist nicht zu vermeiden, da selbst bei einer vollständigen Analyse eines isolierten Pyroxens oder Amphibols die Art dieser Bindung in der Regel nicht zu entscheiden ist. Immerhin macht die Unsicherheit der in F enthaltenen Metalloxydzahlen es wünschenswert, das zu berechnende Verhältnis noch auf eine einfachere Form zurückzuführen.

Eine wesentliche Vereinfachung läßt sich erzielen, wenn man die verschiedene Rolle berücksichtigt, welche Ca, Ba und Sr gegenüber Mg, Fe, Ni und Mn in den Eruptivgesteinen oder in den sie zusammensetzenden Mineralien spielen. Die Metalle jeder dieser beiden Reihen sind unter sich näher verwandt, vertreten sich

Digitized by Google

in engerem Sinne isomorph als Glieder der einen mit solchen der anderen. Übersichtlicher noch ergibt sich diese verschiedene Rolle, wenn man die Zusammensetzung der aus diesen Metallen wesentlich zusammengesetzten dunklen Gemengteile betrachtet.

In Eisenerzen, speziell dem hier in Betracht kommenden Magnetit und Titaneisen, wird das Eisen in nur sehr geringen, hier vollständig belanglosen Mengen durch *Mn* und *Mg* vertreten. *Ca* fehlt vollständig.

Das gleiche gilt für Olivin; von 33 Olivinanalysen, welche Hintze anführt, ist nur in 5 ein Kalkgehalt angegeben, der nur bei 2 über 1% beträgt und wahrscheinlich auf Verunreinigungen zurückzuführen ist. Demgegenüber stehen 55—66% *(Fe Mg) O*; der *Fe O*-Gehalt schwankt von 5—25% und erreicht im Hyalosiderit sogar 30%.

Ähnlich sind die Verhältnisse bei den dunklen Glimmern. Von 177 Biotit- und Lepidomelananalysen bei Hintze ist bei 84 kein *(Ca Ba Sr) O* angegeben, bei 39 beträgt ein solcher Gehalt unter 1%. Da das Material für viele Analysen mechanisch aus Gesteinen isoliert ist, wird auch hier ein nicht unerheblicher Teil des angegebenen Kalkgehaltes durch Verunreinigungen zu erklären sein.

Auch bei den rhombischen Pyroxenen ist der Kalkgehalt in der Regel verschwindend gering. Von 75 Analysen nicht meteorischer rhombischer Pyroxene enthalten nach Hintzes Zusammenstellung 41 unter 2% *Ca O* gegenüber 40 und mehr % *(Fe Mg) O*. Der Gehalt an *Fe O* dagegen schwankt zwischen wenigen und 28%.

Diesen Gemengteilen gegenüber stehen reine Kalkverbindungen, wie Apatit, Titanit und Perowskit. Bei den kleinen Mengen, in denen diese Übergemengteile auftreten, ist der geringe Eisengehalt der beiden letzteren ohne Bedeutung.

Bei den tonerde- und alkalifreien Pyroxen- und Amphibolmolekülen vertreten sich *Ca O* und *(Mg Fe) O*, wie es scheint, nur in bestimmten Verhältnissen; so ist für Pyroxene bekanntlich nachgewiesen, daß in der Regel die Relation $CaO : (MgFeMn)O = 1:1$, bei Amphibolen $= 1:3$ besteht.

So einfach nun im allgemeinen das Verhältnis *Ca O : (Mg Fe) O* bei den besprochenen Gesteinsgemengteilen liegt, so kompliziert sich dasselbe durch das fast ausnahmslose Zusammenauftreten mehrerer von ihnen außerordentlich, so daß es in einer und derselben Gesteinsfamilie sehr stark schwanken kann und, wie die Statistik zeigt, in

Digitized by Google

der Tat auch schwankt. Jedenfalls erscheint aber nach dem Vorhergehenden eine Zusammenfassung von FeO und MgO (mit MnO und NiO) und Gegenüberstellung dem CaO (mit SrO und BaO) gerechtfertigt und zweckmäßig.

Dieses Verhältnis $(MgFeMnNi)O : (CaSrBa)O$ wurde nun wie das der Alkalien auf eine konstante Summe gebracht, so daß dasselbe durch die Angabe eines der Summanden gegeben ist. Es wurde dazu wieder wie bei den Alkalien die Summe 10 gewählt. Für die Wahl dieser relativ sehr kleinen Zahl war maßgebend einmal rein formell die Analogie mit dem Alkalienverhältnis, dann die oben erwähnte Unsicherheit in den Zahlen selbst, die bei einer Reduktion des Verhältnisses auf eine kleine Summe weniger ins Gewicht fällt, besonders bei basischen, tonerdehaltige Pyroxene und Amphibole führenden Gesteinen, bei denen die in F enthaltenen Molekularprozente von CaO, MgO und FeO recht hohe sind. Zu dem Zweck ist mit dem Buchstaben m der Summand bezeichnet, der sich auf die Oxyde $(MgFeMnNi)O$ bezieht, so daß $m = 7{\cdot}5$ bedeutet $(MgFeMnNi)O : (CaSrBa)O = 7{\cdot}5 : 2{\cdot}5$. Wie n für Natron, so ist m für Magnesia und die mit ihr zusammengefaßten Oxyde gewählt worden.

Diesem Wert m soll aus den dargelegten Gründen nicht dieselbe Bedeutung für die chemische Einteilung der Eruptivgesteine beigelegt werden, wie den Zahlen s, a, c, f und n; trotzdem empfiehlt es sich, der kürzeren Bezeichnung wegen ähnlich wie bei dem Alkalienverhältnis eine Einteilung in 5 Reihen vorzunehmen.

Eine υ-Reihe mit Gesteinen, deren	$m > 7{\cdot}5$
φ- „	$m > 5{\cdot}5 < 7{\cdot}5$
χ- „	$m > 4{\cdot}5 < 5{\cdot}5$
ψ- „	$m > 2{\cdot}5 < 4{\cdot}5$
ω- „	$m < 2{\cdot}5$ ist.

Die beiden ersten Reihen kann man als die der Magnesiavormacht, die beiden letzten als die der Kalkvormacht bezeichnen.

Es wurden nun die Werte von m für sämtliche in den drei ersten Teilen dieser Arbeit angeführten Analysen berechnet, mit Ausnahme derjenigen der Anorthosite und einiger vergleichsweise angeführter Gesteine. Alle diese Einzelwerte können hier nicht angeführt werden, dagegen ist in der Tabelle am Schlusse dieses Abschnittes für die einzelne Gesteinsfamilien angegeben, 1. die Anzahl

Digitized by Google

der Vertreter, mit denen sich diese an den 5 Reihen beteiligen, ausgedrückt in Prozentzahlen; 2. das Mittel, das sich aus den Einzelwerten von m für eine Gesteinsfamilie ergibt, und 3. die Anzahl von Analysen, die zur Aufstellung von 1 und 2 benutzt wurden, um einen Maßstab für die Zuverlässigkeit dieser Zahlen zu geben.

Die allgemeinen Resultate, welche sich bei der Berechnung der Werte von m ergeben haben, sind folgende:

1. Wie für n, so resultieren auch für m bei weitaus der größten Anzahl von Analysen Zahlen, die größer als 5·5 sind, d. h. Vertreter der v- und φ-Reihe herrschen unbedingt vor, wie dies aus den Zahlen der Tabelle unmittelbar zu ersehen ist.

2. In den einzelnen Gesteinsfamilien schwankt m, wie schon erwähnt, innerhalb weiter Grenzen, ähnlich wie dies für n hauptsächlich bei sauren Eruptivgesteinen der Fall ist.

3. Auch in Bezug auf m (wie früher für n nachgewiesen) läßt sich feststellen, daß in nicht seltenen Fällen für Gesteine einer und derselben petrographischen Provinz eine auffallende Konstanz herrscht. Als Beispiele seien angeführt:

Es ergibt sich für die berechneten Vesuvgesteine:

Analyse			
311[1])	Vesuvlava	Granatello 1631 (Haughton) . . .	$m = 6{\cdot}1$
312	„	Croce del Salvatore 1834 (Haughton)	$m = 6{\cdot}8$
313	„	Piano delle Ginestre 1810 „	$m = 6{\cdot}6$
314	„	1760 (Haughton)	$m = 6{\cdot}6$
315	„	Atrio del Caval. 1891—1893 (Mrha) .	$m = 6{\cdot}4$
317	„	Canale dell'arena 1850 (Haughton) .	$m = 7{\cdot}0$
318	„	La Crocella 1871 (Ricciardi) . . .	$m = 7{\cdot}0$
319	„	1881 (Ricciardi)	$m = 6{\cdot}9$
			Mittel $m = 6{\cdot}87$

Mittel von 20 Vesuvlaven nach Haughton $m = 6{\cdot}8$, eine Zahl, die mit dem Mittel obiger Analysen genau übereinstimmt. Für das Mittel der beiden Kulaitanalysen Nr. 316 ergibt sich dagegen der bedeutend höhere Wert $m = 7{\cdot}7$.

Auffallend niedrig dagegen und unter sich sehr nahezu gleich sind die Werte für:

---

[1]) Die Analysennummern korrespondieren mit denen in den früheren Teilen dieser Arbeit.

Digitized by Google

Analyse 323 Leucitbasanit Blankenhornsberg, Kaiserstuhl $m = 5{\cdot}5$ und den diesem chemisch nahestehenden Augitit von der Limburg, Kaiserstuhl Analyse 324 mit $m = 5{\cdot}4$.

Für die Melilithbasalte des Hegaus berechnet sich:

Analyse 380	Randen	$m = 7{\cdot}7$
381	Neuhöwen	$m = 7{\cdot}7$
382	Burgstall	$m = 7{\cdot}7$
383	Stofflerhof	$m = 8{\cdot}1$
384	Wartenberg b. Donaueschingen	$m = 8{\cdot}0$.

Für die von Esch beschriebenen Gesteine vom Vulkan Etinde ergibt sich:

Analyse 330	Nephelinit . .	$m = 5{\cdot}9$
331	Leucitnephelinit	$m = 6{\cdot}0$
334	Hauynophyr .	$m = 6{\cdot}0$
338	„	$m = 6{\cdot}6$
339	Leucitnephelinit	$m = 6{\cdot}3$

Etwas weiter auseinander liegen die Werte für die Leucitbasalte des Laacher Seegebietes:

Analyse 367	Hochstein .	$m = 6{\cdot}8$
368	Kunkskopf .	$m = 6{\cdot}7$
369	Bausenberg .	$m = 7{\cdot}3$
370	Krufter Ofen	$m = 7{\cdot}6$
371	Veitskopf . .	$m = 7{\cdot}4$
372	Gönnersdorf .	$m = 7{\cdot}3$

Ferner ist für:

Analyse 358	Leucitit	Siderão Cabo Verde	$m = 6{\cdot}0$
360	„	Topo da Coroa Cabo Verde .	$m = 6{\cdot}0$

dagegen für

Analyse 364	Leucitit	Capo di Bove .	$m = 7{\cdot}3$
365	„	Frascati . . .	$m = 7{\cdot}1$

Für die Camptonitgesteine des Kristianiagebietes ergeben sich zwei ziemlich abweichende Werte:

Analyse 138	Camptonit	Hvinden	$m = 7{\cdot}8$
146	„	Maena .	$m = 7{\cdot}8$
153	„	Hougen	$m = 7{\cdot}7$

Digitized by Google

und andrerseits:

Analyse 142 Camptonit Kjose-Åklungen . $m = 7{\cdot}0$
143 „ Egge Gran . . . $m = 7{\cdot}0$

Während bei diesen Vertretern der Camptonit-Monchiquit-Reihe m hoch ist, zeigen die beiden berechneten Monchiquite des Kaiserstuhls nahezu identische niedrige Werte. So ist für

Analyse 134 Monchiquit Fohberg bei Oberschaffhausen $m = 5{\cdot}3$
139 Monchiquit Kiechlinsbergen . . . . . $m = 5{\cdot}0$

Es fällt sogleich die Analogie mit den niederen Werten von m für den oben erwähnten Leucitbasanit vom Blankenhornsberg und Augitit von der Limburg auf, bei allen 4 Gesteinen bewegt sich m zwischen 5·0 und 5·5.

Auch für die früher ihres konstanten Alkalienverhältnisses wegen erwähnten Tiefengesteine (I. Teil, pag. 443) läßt sich zum Teil ein ähnlich konstanter Wert von m nachweisen. So ist bei den Gesteinen der Highwood Mts.:

Leucitsyenit Davis Creek . .	$n = 4{\cdot}9$	$m = 6{\cdot}6$
Monzonit Middle Peak . . .	$n = 4{\cdot}4$	$m = 6{\cdot}7$
„Alkalisyenit" Pallisade Butte.	$n = 4{\cdot}3$	$m = 6{\cdot}9$
Monzonit Higwood Mts. . . .	$n = 4{\cdot}7$	$m = 7{\cdot}2$
Mittel	4·6	6·8

Für die Gesteine der Bearpaw Mts. erhält man:

Augitsyenit Yogo Peak . . .	$n = 5{\cdot}9$	$m = 7{\cdot}3$
Quarzsyenit Beaver Creek . .	$n = 6{\cdot}0$	$m = 7{\cdot}8$
Yogoit Yogo Peak.	$n = 5{\cdot}5$	$m = 7{\cdot}2$
Yogoit Beaver Creek	$n = 5{\cdot}3$	$m = 7{\cdot}1$
Mittel	5·5	7·3

Ein weiteres Beispiel ergeben Ganggesteine der Little Belt Mts., Mt.

Analyse 8 Granitsyenitporphyr Thunder Mt. . . $m = 8{\cdot}8$
9 Quarzsyenitporphyr Big Baldy Mt. . $m = 8{\cdot}7$
25 Syenitdioritporphyrit Bear Park . . $m = 8{\cdot}7$
32 Dioritporphyrit Steamboat Mt. . . . $m = 8{\cdot}4$

Wie aus den angeführten Beispielen, die noch hätten vermehrt werden können, hervorgeht, handelt es sich hier zweifellos um Gesetzmäßigkeiten, die sich nur durch die Blutsverwandtschaft (consanguinity) erklären lassen. Es braucht wohl nicht hinzugefügt zu

Digitized by Google

werden, daß bei anderen Gesteinsreihen, die einem engen Gebiete entstammen, die Werte für m recht verschiedene sein können, wie dies ja bei dem Alkalienverhältnis auch der Fall ist.

4. Ferner hat sich bei der Berechnung der Zahlen m ergeben, daß in großen Zügen zweifelsohne auch ein Zusammenhang zwischen ihnen und der Natur der dunklen Hauptgemengteile besteht. Es ist natürlich zu erwarten, daß solche Beziehungen umso auffälliger hervortreten, je weniger akzessorische Gemengteile, besonders Eisenerze, Titanit etc. vorhanden sind. Als Beispiel mögen zunächst die Familien der Granite und Phonolithe angeführt werden, die beide arm an Akzessorien, besonders Erzen sind. In der Granitfamilie treten von dunklen Gemengteilen ganz wesentlich Glimmer und Amphibole auf, Pyroxene spielen nur eine verschwindende Rolle; es ist deshalb zu erwarten, daß unter den in F vorhandenen Metalloxyden CaO sehr zurücktritt, daß sich m der Zahl 10 stark nähert. Die Berechnung von 35 Granitanalysen (siehe I. Teil, die Kugeln und Konkretionen sind weggelassen) ergab, daß

34 Analysen = 97% der ν-Reihe
1 Analyse = 3% der φ-Reihe angehören; als Mittelwert resultiert $m = 9{\cdot}2$.

Bei den Phonolithen treten im Gegenteil Glimmer und Amphibole ganz zurück den Pyroxenen gegenüber. Von letzteren sind Ägirin, Ägirinaugit am verbreitetsten, daneben Diopsid. Da das Ägirinmolekül dem Werte A zugerechnet wird und die Ägirinaugite alle kalkreich sind, so ist zu erwarten, daß in dieser Gesteinsfamilie m bedeutend niedriger liegt als bei den Graniten. In der Tat gehören von 28 Phonolithanalysen an:

Der ν-Reihe $9 = 32\%$
φ- „ $9 = 32\%$
χ- „ $6 = 21{\cdot}5\%$
ψ- „ $3 = 11\%$
ω- „ $1 = 3{\cdot}5\%$.
Als Mittelwert ergibt sich $m = 6{\cdot}4$.

Daß dieses Verhältnis nicht isoliert steht, läßt sich aus folgenden Zahlen ersehen:

Digitized by Google

	Mittel		Mittel
Granit . . .	9·2	Eläolithsyenit . . .	7·8
Granitporphyr	8·4	Eläolithsyenitporphyr	6·9
Liparit . . .	8·8	Phonolith	6·4
Granitaplit .	8·3	Grorudit-Tinguáit .	6·9

Auf der rechten Seite besitzen die Eläolithsyenite den höchsten Wert von m, in ihnen spielen auch Glimmer und Amphibole eine weitaus größere Rolle als in den 3 übrigen Gesteinsfamilien derselben Seite. Die Zahl 8·3 für Granitaplite ist wohl die unsicherste, da hier Oxyde der zweiwertigen Metalle sehr zurücktreten. An die Liparite schließen sich direkt an die Dacite, ebenfalls mit $m = 8·8$; an die Granite die Quarzdiorite, ebenfalls mit $m = 9·2$.

Überhaupt ergibt die Statistik, daß die Gesteine der Alkalireihe von denen der Alkalikalkreihe durch niedrige Werte von m ausgezeichnet sind.

Offenbar hängt dies Verhalten mit der größeren Neigung zur Augitbildung bei den ersteren zusammen, eine Tatsache, auf die schon Lossen[1]) aufmerksam gemacht hat. Er sagt: Die wesentlich augithaltigen Typen der Alkalifeldspatgesteine pflegen überhaupt alkali- und insbesondere natronreicher zu sein als die normalen hornblendehaltigen Typen; diese letzteren wurden trotz durchschnittlich höheren Kieselsäuregehalts kalk- und magnesiareicher gefunden. Ferner sagt er über die Rolle, die Augit und Hornblende in den Erstarrungsgesteinen spielen: „Ersterer krystallisiert häufiger aus alkalireichen Mischungen, letzterer häufiger aus kieselsäurereichen."

Als Beispiele mögen ferner folgende Zahlen einander gegenübergestellt werden:

	Mittel
Quarzfreie Diorite	$m = 8·3$
Gabbro und zum Teil Norit . . .	$m = 8·5$
Gabbroporphyrit	$m = 8·1$
Essexit u. nephelinarmer Theralith.	$m = 7·0$
Nephelinreicher Theralith	$m = 7·0$
Camptonit und Monchiquit . . .	$m = 7·1$

[1]) Lossen, Z. d. d. g. G., XXXV. Bd., 1883, pag. 218.

Digitized by Google

Die Übereinstimmung der 3 Zahlen der oberen Hälfte ist eine sehr große. Daß m für die Gabbros und Gabbroporphyrite trotz ihrer wesentlichen Pyroxenführung dem der quarzfreien Diorite gleichkommt, hängt wohl mit ihrer teilweise nicht unbeträchtlichen Olivinführung zusammen. Der Einfluß des Olivingehaltes auf die Zahl m wird später an Beispielen gezeigt werden.

Ferner ergibt sich für:

Nephelintephrit	$m = 7{\cdot}1$	Nephelinit	$m = 6{\cdot}2$
Leucittephrit .	$m = 6{\cdot}8$	Leucitit .	$m = 6{\cdot}5$

Die niedrigsten Werte von m ergeben sich für die Glieder der Iolith-Urtit-Reihe, nämlich:

Iolith . . .	$m = 5{\cdot}1$
Iolithporphyrit	$m = 4{\cdot}4$
Urtit. . . .	$m = 3{\cdot}0$

Der Urtit besteht nach Ramsays Beschreibung aus 82—86% Nephelin, 12—16% Ägirin und 2% Apatit; Eisenerze müssen der Analyse nach nur ganz sporadisch auftreten.

Beim Missourit liegt m bedeutend höher, es ist 7·5. Das Gestein enthält 15% Olivin, 6% Biotit und 5% Eisenerze. Für die Pantellerite, bei denen von dunklen Gemengteilen Diopsid, Ägirinaugit und Ainigmatit vorherrschen, Eisenerze nahezu vollständig fehlen, ist $m = 5{\cdot}3$, also ebenfalls, wie zu erwarten war, außerordentlich niedrig, sie beteiligen sich zugleich mit dem größten Prozentsatz an der ω-Reihe. In die Augen springend ist ferner der Einfluß, den der Olivingehalt auf m ausübt, derselbe ergibt sich aus folgenden Zahlen:

Von 15 Nepheliniten (exkl. Poppenhausen siehe Teil III, pag. 427) gehören an:

Der v-Reihe	— =	0%
φ-Reihe	15 =	100%

Mittelwert von $m = 6{\cdot}2$.

Von 15 Nephelinbasalten:

Der v-Reihe	8 =	53%
φ-Reihe	7 =	47%

Mittelwert $m = 7{\cdot}6$.

Von 8 Leucititen gehören an:

Der v-Reihe	— =	0%
φ-Reihe	8 =	100%

Mittelwert $m = 6{\cdot}5$.

Digitized by Google

Von 11 Leucitbasalten:

Der v-Reihe $3 = 27\%$
φ-Reihe $8 = 73\%$
Mittelwert $m = 7{\cdot}3$.

Von 5 Nephelintephriten gehören an:

Der v-Reihe $1 = 20\%$
φ-Reihe $4 = 80\%$
Mittelwert $m = 7{\cdot}1$.

Von 8 Nephelinbasaniten:

Der v-Reihe $4 = 50\%$
φ-Reihe $4 = 50\%$
Mittelwert $m = 7{\cdot}6$.

Von 4 Leucittephriten gehören an:

Der v-Reihe $— = 0\%$
φ-Reihe $4 = 100\%$
Mittelwert $m = 6{\cdot}8$.

Von 9 Leucitbasaniten (exkl. den Teil II, pag. 478 berechneten Mitteln):

Der v-Reihe $1 = 11\%$
φ-Reihe $8 = 89\%$
Mittelwert $m = 6{\cdot}8$.

Für Leucittephrite und Leucitbasanite ist m gleich; es rührt dies daher, daß von den 9 angeführten Leucitbasanitanalysen sich 8 auf Vesuvlaven beziehen; ihr Olivingehalt ist so gering, daß sie wohl ebenso gut zu den Leucittephriten gestellt werden konnten (cfr. Teil II, pag. 478). Für das Mittel der beiden Kulaitanalysen ergibt sich $m = 7{\cdot}7$, also ungefähr der gleiche Wert wie für die Nephelinbasanite und bedeutend höher als für die Leucittephrite. Es gehört der v-Reihe an.

Ferner geht der Einfluß des Olivins noch hervor aus der Reihe:

Pyroxenite $m = 8{\cdot}0$
Hornblendeperidotite $m = 9{\cdot}7$
Glimmerperidotite $m = 9{\cdot}7$
Dunite $m = 10$

Der hohe Wert von m für die Pyroxenite erklärt sich aus der reichlichen Bronzit- und Hypersthenführung der berechneten Gesteine und wohl auch aus dem hohen Eisenerzgehalt.

Digitized by Google

Aus den angeführten Beispielen ist mit Sicherheit abzuleiten, daß im allgemeinen die Natur der vorherrschenden dunklen Gemengteile, speziell der monoklinen Pyroxene, die dem Diopsid nahe stehen, einerseits, der Amphibole, Glimmer und rhombischen Pyroxene andererseits, sowie speziell auch der Gehalt an Olivin in der Zahl *m* oder dem Verhältnis (Ca Sr Ba) O : (Mg Fe Mn Ni) O in F zum Ausdruck kommt. Nur ist es natürlich, und wie auch vorauszusehen war, nicht möglich, bei jeder Einzelanalyse aus *m* auf die An- oder Abwesenheit dieser Mineralien direkt zu schließen oder gar ihr Mengenverhältnis zu schätzen.

Zusammenfassung und Resultate.

Als Zweck der hier durchgeführten chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine wurde in der Einleitung bezeichnet: Die Ergänzung und Vertiefung der auf mineralogische Zusammensetzung und Struktur basierenden gebräuchlichen Einteilung und namentlich auch die Herbeiziehung des Mengenverhältnisses der Hauptgemengteile als klassifikatorisches Moment. Zu dem Zweck wurden die Analysen auf Molekularprozentzahlen berechnet und diese auf wenige Faktoren zurückgeführt, deren Größe resp. Verhältnis eine übersichtliche Zusammenstellung ermöglicht und zugleich, unter Mitbenutzung des Mikroskopes, eine jedenfalls sehr angenähert richtige Schätzung der quantitativen mineralogischen Zusammensetzung ermöglicht. Dieser Weg führt zur Unterscheidung von Typen, die durch eine bestimmte Typenformel charakterisiert sind; in jedem Typus wurden Analysen von Gesteinen vereinigt, die derselben Familie des gebräuchlichen petrographischen Systems angehören und sich chemisch nahe stehen. Solche Typen wurden bei den Tiefengesteinen 72, bei den Ergußgesteinen 157 und den Ganggesteinen 91, also im ganzen 320 aufgestellt; neue Typen können stets zugefügt werden. Die Typen wurden in Tabellen geordnet und eine übersichtliche graphische Darstellung der Einzelanalysen und Typen durch die gewählte Dreiecksprojektion erreicht. Da für die Auswahl der benutzten Analysen lediglich die Frische des Materials und die Zuverlässigkeit der Ausführung maßgebend war, ist anzunehmen, daß diejenigen Typen, die durch die größte Analysenzahl vertreten sind, für ihre Gesteinsfamilie auch am meisten charakteristisch sind.

Digitized by Google

Ausgegangen wurde von der Aufstellung der Werte s, A, C, F, a, c, f und n, denen später noch k und m zugefügt wurden. Diese Größen sind in folgender Weise charakterisiert:

s ist die Summe von Kieselsäure, Titansäure und Zirkonerde.

A ist eine Atomgruppe, die erhalten wird, wenn die Alkalien mit Tonerde in dem Verhältnis verbunden werden, wie sie dies in den Alkalifeldspaten sind, also $(Na\,K)_2\,Al_2\,O_4$. Dabei müssen folgende Fälle unterschieden werden:

1. Die Summe der Alkalien ist kleiner oder gleich der Tonerde. Solche Analysen wurden als mit Tonerde für Alkalien gesättigt bezeichnet.

2. Die Summe der Alkalien ist größer als Tonerde, die Analyse ist ungesättigt mit Tonerde in Bezug auf Alkalien. Die Statistik, die hinsichtlich dieses Falles angestellt wurde, ergab, daß in solchen Gesteinen stets ein Teil der Alkalien mit Eisenoxyd zum Ägirinmolekül verbunden ist. Es wurde demnach der Überschuß von Alkalien über Tonerde mit Eisenoxyd zur Atomgruppe $(Na\,K)_2\,Fe_2\,O_4$ verbunden und mit A vereinigt.

3. Endlich kann noch die Summe der Alkalien größer als die von Tonerde und Eisenoxyd sein. Von den berechneten Analysen ist dies nur bei Pantelleriten und dem Orendit vom North Table Butte der Fall; neuere, hier noch nicht benutzte Analysen zeigen, daß auch bei Eläolithsyeniten bestimmter Eruptivgebiete, wie Kolas und Südgrönlands, dies theilweise stattfindet. Soweit unsere Erfahrungen reichen, ist ein solches Verhältnis verknüpft mit dem reichlichen Auftreten im allgemeinen seltener akzessorischer Gemengteile, wie des Ainigmatit, Eudyalit und vielleicht noch anderer. In jedem dieser Fälle, wie dies auch bei den Pantelleriten geschehen ist, soll dieser Überschuß von Alkalien über $Fe_2\,O_3 + Al_2\,O_3$ in einer den speziellen Verhältnissen entsprechenden Atomgruppe der Zahl A einverleibt werden, so daß diese sämtliche Alkalien der Analyse enthält. Bei einer Diskussion dieses Wertes A müssen natürlich die mikroskopischen Ergebnisse mit berücksichtigt werden.

C ist eine Atomgruppe, die erhalten wird, wenn die nicht in A verrechnete Tonerde mit Kalk zu $Ca\,Al_2\,O_4$ verbunden wird. Hiebei können folgende Fälle eintreten:

1. Ist die Summe der Alkalien gleich oder größer als die Tonerde, so ist $C = O$. Es tritt dies, wie mehrfach erläutert wurde, bei

Digitized by Google

Alkaligesteinen ein, in denen das Anorthitmolekül nachweislich fehlt oder verschwindend klein ist.

2. Die Summe der Alkalien ist kleiner, die der Alkalien und des Kalkes größer als Tonerde; es ist dies weitaus der häufigste Fall.

3. Tonerde ist größer als Alkalien plus Kalk. Unter den cca 750 berechneten Analysen trat dies nur in wenigen Fällen ein. Ob hier immer Analysenmaterial und Analyse selbst einwandfrei sind, ist fraglich. Unter diesen Umständen wurden dann geringe Mengen von Magnesia für Kalk in die Atomgruppe $Ca\,Al_2\,O_4$ substituiert und angenommen, daß außergewöhnlich tonerdereiche Pyroxene und Amphibole anwesend seien, statistisch ließ sich dies nicht prüfen. Bei der Ableitung von a, c, f aus A, C, F reduzieren sich diese Abweichungen auf unbedeutende Größe (siehe Teil I, pag. 365).

In sehr hohem Betrag tritt dies Verhältnis auf bei Kyschtymit, Korundsyenit und Korundpegmatit, die bis nahezu 60% Tonerde in der Form des Korundes enthalten können. Die petrographische Stellung dieser jedenfalls sehr abnorm zusammengesetzten Gesteine ist noch zu wenig sicher, als daß sie hier berücksichtigt werden könnten.

F setzt sich zusammen aus den Oxyden der zweiwertigen Metalle; es ist die Summe von Magnesia, Eisenoxydul (auch das nicht für A verwendete Eisenoxyd wird zu Oxydul umgerechnet und hier zugefügt), Manganoxydul, Nickeloxydul, Strontium- und Bariumoxyd und dem nicht für C verbrauchten Kalk, also die Atomgruppe $(Mg, Fe, Mn, Ni, Sr, Ba, Ca)\,O$.

Zur Vereinfachung dieser Zahlen A, C, F und um ihr Verhältnis für die Projektion geeignet zu machen, wurden dieselben auf die Summe 20 reduziert unter Abkürzung auf halbe Einheiten; es resultieren so die Werte a, c, f, wobei $a + c + f = 20$ ist.

n gibt das Verhältnis der Alkalien, wobei Li immer dem K zugerechnet wurde. Dies Verhältnis $Na_2O : (K, Li)_2O$ wurde stets auf die Summe 10 gebracht und der sich auf Na_2O beziehende Summand mit n bezeichnet. Es ist also $Na_2O : (K, Li)_2O = n : (10-n)$. Nach dem Alkaliverhältnisse werden sämtliche Analysen in 5 Reihen geteilt, eine α-Reihe mit $n > 7{\cdot}5$, eine β-Reihe mit $n < 7{\cdot}5 > 5{\cdot}5$, eine γ-Reihe mit $n < 5{\cdot}5 > 4{\cdot}5$, eine δ-Reihe mit $n < 4{\cdot}5 > 2{\cdot}5$ und eine ε-Reihe mit $n < 2{\cdot}5$. Den beiden ersten Reihen gehören Gesteine der Natriumvormacht, den beiden letzten solche der Kalivormacht an, solche der γ-Reihe wurden als intermediäre bezeichnet.

Digitized by Google

Der Kieselsäurekoëffizient k soll das Verhältnis der Kieselsäure zu den Werten $A\,C\,F$ darstellen. Zu dem Zweck wurde s dividiert durch eine Zahl, die gleich ist der Summe der Kieselsäuremengen, welche nötig sind, um die Atomgruppen A und C zu Feldspatbildung und die Atomgruppe F zur Bildung von Metasilikaten zu berechnen. Es ist also $k = \frac{s}{6A + 2C + F}$.

m endlich stellt dar das Verhältnis von $(Mg, Fe, Mn, Ni)\,O : (Ca, Sr, Ba)\,O$ in dem Wert F. Auch dieses Verhältnis wird stets auf die Summe 10 gebracht und der sich auf $(Mg, Fe, Mn, Ni)\,O$ beziehende Summand mit m bezeichnet. Es ist also $(Mg, Fe, Mn, Ni)\,O : (Ca, Sr, Ba)\,O = m : (10—m)$. Auch hier wurden 5 Reihen unterschieden: eine υ-Reihe mit $m > 7{\cdot}5$, eine φ-Reihe mit $m < 7{\cdot}5 > 5{\cdot}5$, eine χ-Reihe mit $m < 5{\cdot}5 > 4{\cdot}5$, eine ψ-Reihe mit $m < 4{\cdot}5 > 2{\cdot}5$ und eine ω-Reihe mit $m < 2{\cdot}5$.

Von den so berechneten Zahlen sollen $s\,A\,C\,F$ resp. $a\,c\,f$ und n als wichtigste Faktoren für die Klassifikation in erster Linie maßgebend sein, m und k sind von geringerer Bedeutung und werden erst in zweiter Linie berücksichtigt. Aus diesen Zahlen soll folgendes ersichtlich sein:

A resp. a gibt ein Bild von der Menge der Alkalifeldspate und Feldspatvertreter. Zu letzteren werden hier gezählt: Nephelin, Leucit, Sodalith, Hauyn, das Ägirinmolekül, das Alkalimolekül der Glimmer (K) und eventuell die alkalihaltigen Moleküle von Ainigmatit und Eukolith. Unterstützt wird die Schätzung des Mengenverhältnisses dieser Mineralien und Moleküle durch die Zahl n, die Menge von Fe_2O_3, welche in A enthalten ist und den Kieselsäurequotient k. Natürlich muß auch die mikroskopische Untersuchung bei dieser Schätzung mit zu Rate gezogen werden.

Aus C und c soll eine annähernde Bestimmung ermöglicht werden, mit welchen Mengen sich das Anorthitmolekül an dem Aufbau der Feldspate beteiligt. In untergeordnetem Maße sind auch die tonerdehältigen Moleküle der Pyroxene und Amphibole in diesen Zahlen enthalten und ebenso bei Melilithgesteinen das Gehlenitmolekül (siehe Teil II, pag. 495).

F und f endlich geben ein Bild von den Mengenverhältnissen der sog. dunklen Gemengteile. Auch hier wird, wenn es sich um die Beteiligung von Ortho- und Metasilikaten handelt, der Kieselsäure-

Digitized by Google

quotient k die mikroskopische Untersuchung unterstützen; auch m kann eventuell mit von Bedeutung sein. In F sind enthalten: Die tonerde- und alkalifreien Pyroxen- und Amphibolmoleküle, das Olivinmolekül in Olivin und Glimmer, das Akermanitmolekül im Melilith, der Eisengehalt der Eisenerze und der Kalkgehalt des Apatit und Titanit.

Wie schon früher hervorgehoben wurde, entspricht die Atomgruppe A ihrer Bedeutung nach dem Rosenbusch'schen Kern $(Na\ K)\ Al\ Si_2$, C dem Kern $Ca\ Al_2\ Si_4$ und F den Kernen $\overset{II}{R}\ Si$ und $\overset{II}{R_2}\ Si$, nur sind sie frei von Kieselsäure gedacht. Rosenbusch nimmt an, daß seine Kerne in den eruptiven Magmen als solche schon vorhanden sind und daß ihre gegenseitigen Löslichkeitsverhältnisse, d. h. ihre unter bestimmten physikalischen Verhältnissen eintretende Unlöslichkeit Ursache der Spaltungsvorgänge sind, die die chemische Mannigfaltigkeit der Eruptivgesteine begründen und wonach die letzten und einfachsten Spaltungsprodukte diese Kerne selbst sind. Unsere Atomgruppen sind nur Teile dieser Kerne und beanspruchen auch diese den Kernen beigelegte geologische Bedeutung nicht; ihre Aufstellung hat lediglich den Zweck, chemisch Verwandtes zusammenzufassen und dadurch die chemische Analyse eines Gesteines auf wenige Faktoren zurückzuführen, wodurch die Übersicht und Ordnung in ein System wesentlich erleichtert wird.

Brögger hat auf die Unzulänglichkeit der Rosenbusch'schen Kerne hingewiesen; Gesteine wie die Urtite, Umptekite und Lestiwarite machen es außerordentlich wahrscheinlich, daß neben dem Kern $(Na\ K)\ Al\ Si_2$ noch zwei Alkalikerne $(Na\ K)\ Al\ Si$ und $(Na\ K)\ Al\ Si_3$ eine nicht unbedeutende Rolle spielen; ebenso führt die Diskussion der Anorthositanalysen Brögger zu der Annahme eines Kernes $Ca\ Al_2\ Si_2$ neben $Ca\ Al_2\ Si_4$. Diese von Brögger geforderten Kerne sind ebenfalls mit in den Atomgruppen A und C enthalten. In unserem System wird also die ganze Schwierigkeit, welche Kieselsäuremengen den Kernteilen $(Na\ K)\ Al$ und $Ca\ Al_2$ zuzuerteilen sind, vollständig vermieden, zugleich werden bei uns die Verhältnisse einfacher als bei der Zerlegung einer Analyse in die Rosenbusch- und Brögger'schen Kerne. Ohne die Bedeutung dieser Kerne für das Verfolgen von Spaltungsvorgängen und die Ableitung von Teilmagmen aus einem

Digitized by Google

Urmagma zu unterschätzen, scheinen mir doch die aufgestellten Atomgruppen, so lange es sich nur um eine Einteilung der Eruptivgesteine auf chemischer Grundlage handelt, den Vorzug zu verdienen. Außerdem läßt sich, wie aus der Diskussion der Urtitanalyse von Brögger hervorgeht[1]), eine chemische Klassifikation nach Kernen nicht mit Sicherheit durchführen. Für eine eventuelle spätere Ausarbeitung einer solchen wird unsere Klassifikation stets die Grundlage bilden. Aus dem Verhältnis, in dem unsere Atomgruppen zu den Kernen stehen, geht ferner hervor, welche Bedeutung jene für die Einteilung der eruptiven Magmen hat, denn diese beruhen ja auf dem Mischungsverhältnis der Kerne. Aus der Formel sowohl als der Lage des Projektionspunktes einer Analyse ist die Zugehörigkeit zu einem der von Rosenbusch unterschiedenen Magmen direkt ersichtlich.

Das theoretisch reine foyaitische Magma φ hat seinen Projektionspunkt natürlich in der A-Ecke des Projektionsfeldes (siehe Figur), seine chemische Formel wäre charakterisiert durch $a_{20}\ c_0\ f_0$. Gesteine, in denen das foyatische Magma vorwiegend vertreten ist, gehören dem Sextant II an und greifen nur wenig nach I über, außerdem sind sie an die Nähe der Dreiecksseite $A\,F$ gebunden, in beistehender Figur ist ihr Projektionsgebiet annähernd abgegrenzt. Das Gleiche gilt für die granitischen Magmen γ, die nur durch die höheren Werte von s sich von den foyaitischen unterscheiden.

Bestimmt man die Grenze der reinen φ-Magmen $(Na\ K)\ Al\ Si_x$ (mit $x = 1—3$) und der theoretisch reinen γ-Magmen $(Na\ K)\ Al\ Si_x$ durch den Kieselsäuregehalt, der notwendig ein Auskrystallisieren freier Kieselsäure bedingt, so würde dieselbe bei 65—68% $Si\,O_2$ je nach Vorherrschen des Kalis oder Natrons liegen.

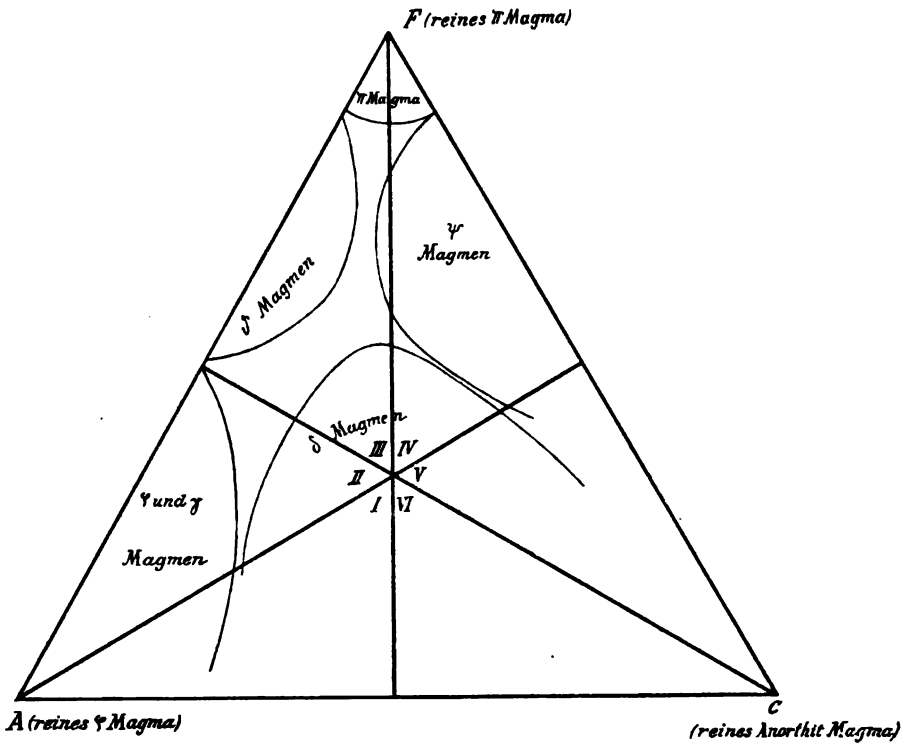
Das reine peridotitische Magma π hat seinen Projektionspunkt in F. Gesteine, in denen dieses Magma herrschend ist, haben ihre Projektion in Sextant III und IV dieser Ecke benachbart. Ihre Formel ist ausgezeichnet dadurch, daß f sehr hoch liegt, a und c sehr nieder. π selbst würde die Formel $s_x\ a_0\ c_0\ f_{20}$ zukommen.

Die granitodioritischen Magmen δ sind charakterisiert als Mischungen der Kerne $(Na\ K)\ Al\ Si_2$ und $Ca\ Al_2\ Si_4$ unter geringen Beimengungen der Kerne $\overset{II}{R}\,Si$ und $\overset{II}{R_2}\,Si$. Ihre Projektionspunkte müssen also zwischen der A- und C-Ecke, in den Sextanten I und VI

[1]) Brögger, Das Ganggefolge des Laurdalits, pag. 308.

Digitized by Google

liegen, da letztere der Projektionspunkt des Kernes $Ca\,Al_2\,Si_4$ selbst ist. In ihrer reinsten Form tritt dieses Magma in den Anorthositen und Oligoklasiten auf. Mit Anwachsen der Kerne $\overset{II}{R}\,Si$ und $\overset{II}{R_2}\,Si$ gruppieren sich die Projectionspunkte um den Mittelpunkt des Projektionsfeldes und können hier in allen Sextanten verteilt sein. In der Formel sind solche Gesteine durch hohe Werte von a und c bei



relativ niederen von f gekennzeichnet. Ein reines den Anorthositen und Oligoklasiten entsprechendes Anorthitgestein würde die Formel $a_0\,c_{20}\,f_0$ erhalten.

Die Gabbromagmen ψ, die aus einer Mischung von π mit dem Kern $Ca\,Al_2\,Si_4$ und untergeordnetem φ bestehen, nehmen im Projektionsfeld den zentralen Teil des Sextanten IV ein, erstrecken sich von da bis an die Dreiecksseite $F\,C$ und überschreiten andererseits die von F aus gezogene Höhenlinie etwas, treten noch in den Sex-

Digitized by Google

tant III über. Ihre Formel zeigt hohe Werte von *f*, mittlere für *c* und niedere für *a*.

Die Heimat der Theralithmagmen ϑ endlich ist der Sextant III und die Nähe der *A F*-Linie, sie zeigen niedere Werte für *c*, mittlere für *a* und hohe für *f*.

Es ist also durch die Lage des Projektionspunktes eines Gesteines oder die Formel direkt seine Zugehörigkeit zu einem dieser Magmen ersichtlich.

Die Detailausarbeitung unseres Systemes hat nun folgende allgemeine Resultate ergeben:

1. Jede Familie der Tiefen-, Erguß- und Ganggesteine ist, wie aus den Tabellen ersichtlich, durch bestimmte Werte von *s, a, c* und *f* charakterisiert, nach denen ihre Vertreter geordnet werden können. Kennt man diese Zahlen *s, a, c, f* und die geologische Stellung eines Gesteines als einer der 3 großen Klassen angehörig, so ist auch die Familie bekannt, der es zuzurechnen ist. Selbstverständlich gibt es Übergangsglieder, die ebensogut einer als einer anderen Familie zugezählt werden können, ihre Formel liegt dann an der Grenze zweier Tabellen.

2. *s* schwankt zwischen 82 und 39 (Alnöit). Es ist in einer Gesteinsfamilie ganz wesentlich von *a* abhängig und nimmt mit diesem gleichzeitig und im allgemeinen gleichmäßig ab. Es ist zu erwarten, daß sich bei größerem Analysenmaterial die Unregelmäßigkeiten, die sich in Bezug auf diesen Punkt ergeben haben, mehr und mehr verwischen. Vielfach scheint die ungleiche Ausführung der Analysen selbst Schuld an diesen Unregelmäßigkeiten zu sein. Bei Reihen, deren Analysen nach gleichen Methoden ausgeführt worden sind, pflegt der Zusammenhang zwischen *s* und *a c f* der vollkommenste zu sein (Absarokit-Banakit-Shoshonit-Reihe, Familie der sauren Dioritporphyrite etc.).

Die Zahlen *c* und *f* sind von keinem oder nur sehr geringem Einfluß auf *s*; ist ein letzterer zu konstatieren, so nimmt *s* mit *c* gleichzeitig etwas zu. (Beispiele: Reihe der sauren Dioritporphyrite, Plagioklasbasalte z. T.)

3. Die Zahl *a* schwankt zwischen 17 und 0; *c* zwischen 7 und 0 (sie erreicht nur in der Familie der Anorthosite einen höheren Betrag bis 15). *f* zeigt die größten Differenzen; es liegt zwischen 1 (Granit, Anorthosite) und 20 (Dunit). Am einfachsten

Digitized by Google

liegen die Verhältnisse bei den Tiefengesteinen, hier könnte man die verschiedenen Tabellen in 2 zusammenfassen, eine mit hohen und eine mit niederen Werten von a. Bei der ersten liegt a zwischen 17 und 6—7, c zwischen zirka 4·5—5 und 0, f zwischen 10 und 2. Ihr gehören die φ, γ und z. T. δ-Magmen an, die Granite, Syenite, Eläolithsyenite und Urtite. Die wesentlichen Unterschiede sind hier durch s bedingt, das von 81—54·5 herabgeht. Bei der 2. Tabelle schwankt a zwischen 7 und 0, c liegt in dem gleichen Intervall und f zwischen 20 und 7; ihr gehören die δ-Magmen z. T., ferner die ψ-, ϑ- und π-Magmen an. Außer s liegen hier die Hauptunterschiede in c, wie ein Vergleich von Theralith, Iolith, Missourit, kurz der basischen Alkaligesteine gegenüber den Dioriten, Gabbros und Noriten, den Alkalikalkgesteinen ergibt. Eine besondere Stellung nimmt die Anorthosit- und die Peridotit-Pyroxenit-Reihe ein. Ähnlich ist dies bei den Ganggesteinen, auf der ersten Tabelle wären Granit-Syenit- und Eläolithsyenitphorphyre, Aplite, sowie die Bostonit-Lindöit-Sölvsbergit- und die Grorudit-Tinguäit-Reihe unterzubringen; auf der letzten Diorit-Gabbro- und Iolithporphyrite, Minette, Kersantit, Vogesit, Spessartit, die Camptonit-Monchiquit-Reihe, Mondhaldëit, Farrisit und Alnöit.

Bei den Ergußgesteinen sind die Verhältnisse etwas mannigfaltiger; hier schiebt sich zwischen diese beiden Tabellen eine dritte von größerer Bedeutung mit a zwischen cca 11—4 ein; ihr gehören die Trachydolerite, Banakite, Shoshonite und ein Teil der Glimmer- und Hornblendeandesite an.

4. Die Statistik für die Zahl n hat ergeben, daß Gesteine der Natronvormacht, bei denen also $n > 5·5$ ist, weitaus gegen die der Kalivormacht vorherrschen. Bei den Tiefengesteinen wurden für diese Tatsache schon Zahlen angegeben. Im ganzen berechnen sich nach Prozenten:

	a	β	γ	δ	ε
Tiefengesteine . .	31	48	14	6	1
Ergußgesteine . .	38	43·5	7·5	9	2
Ganggesteine . . .	20	65	10	4	1

Ferner:	*Na*-Vormacht	Intermediär	K-Vormacht
Tiefengesteine . . .	79	14	7
Ergußgesteine . . .	81·5	7·5	11
Ganggesteine . . .	85	10	5
Mittel	82	10·5	7·5

Digitized by Google

Von zirka 750 Analysen gehören also 82% der Natronvormacht an, 10·5 sind intermediär und in 7·5% herrscht Kali über Natron vor. Nach Vormachten berechnet ergibt sich demnach für die 3 Gesteinsklassen sehr nahezu das gleiche Verhältnis.

Am stärksten ist n einem Wechsel unterworfen bei den sauren Gesteinen, Graniten, Syeniten und entsprechenden Erguß- und Ganggesteinen. In basischen der Alkalikalkreihe mit hohen Werten von c, wie Gabbros, Norite, Plagioklasbasalte, liegt n fast ausnahmslos hoch, es sind durchwegs Vertreter der α- und β-Reihe. Bei basischen Gesteinen der Alkalireihe mit niederem c: Essexiten, Theralithen u. s. f. treten wieder reichlich Vertreter der Kalivormacht auf.

Ferner hat sich ergeben, daß bei Gesteinen derselben petrographischen Provinz häufig sehr ähnliche Werte von n auftreten. Diese an und für sich nicht neue Tatsache — sie ist früher schon von Iddings und anderen hervorgehoben worden — wurde durch eine Reihe von Beispielen aus den Tiefengesteinen illustriert; andere auf Erguß- und Ganggesteine bezügliche hätten ihnen noch beigefügt werden können. Eine sehr vollkommene Reihe bilden:

Vesuvlava	Analyse	311	$n = 3{\cdot}9$
„	„	312	$n = 3{\cdot}7$
„	„	313	$n = 3{\cdot}6$
„	„	314	$n = 3{\cdot}5$
„	„	315	$n = 3{\cdot}5$
„	„	317	$n = 3{\cdot}5$
„	„	318	$n = 3{\cdot}3$
„	„	319	$n = 3{\cdot}8$
		Mittel	$n = 3{\cdot}6$

Mittel nach Haughton 3·5.

5. Ähnlich wie für n liegen die Verhältnisse für m, wie in der Einleitung dieses Teiles dargelegt wurde. Im allgemeinen wechselt m stark, doch läßt sich deutlich übersehen, daß es bei Alkaligesteinen im Durchschnitt niederer ist als bei Alkalikalkgesteinen. Auch ein Einfluß des Olivingehaltes besteht zweifellos, olivinhaltige Gesteine besitzen höheres m als die entsprechenden olivinfreien.

Digitized by Google

An einer Reihe von Beispielen wurde ferner erörtert, daß bei Gesteinen derselben petrographischen Provinz auch ähnliche Werte für *m* sich wiederholen, daß also auch in dieser Beziehung eine Vererbung zu konstatieren ist.

Eine Gesamtstatistik ergab, daß angehören in Prozenten der

	υ-	φ-	χ-	ψ-	ω-Reihe
Tiefengesteine . .	72·5	23	3	1·5	—
Ergußgesteine . .	63	33·5	2	1	0·5
Ganggesteine. . .	67	27	4	1·5	0·5
Mittel	67·5	28	3	1	0·5

oder der

	Magnesiavormacht	Intermediär	Kalkvormacht
Tiefengesteine. .	95·5	3	1·5
Ergußgesteine. .	96·5	2	1·5
Ganggesteine . .	94	4	2
Mittel	95·5	3	1·5

Auch diese Zahlen stimmen für die 3 Gesteinsklassen sehr nahezu überein.

6. Der Kieselsäurequotient *k* bewegt sich zwischen den Extremen 1·8 und 0·5. Bei Gesteinen, die frei von Quarz, Olivin und Feldspatvertretern sind, liegt, wie nicht anders zu erwarten ist, *k* der Einheit nahe; mit Eintritt des Quarzes steigt er, bei Anwesenheit von Olivin und Feldspatvertretern sinkt er unter 1 herab. Es kann also *k* auch mit zur Schätzung des Mengenverhältnisses der Gemengteile herangezogen werden (vgl. II. Teil, pag. 502).

7. An verschiedenen Stellen wurde schon Veranlassung genommen, Tabellen der Tiefengesteine mit solchen mineralogisch übereinstimmend zusammengesetzter Ergußgesteine zu vergleichen. Ein Vergleich im allgemeinen ergibt, daß:

a) die Ergußgesteine im Durchschnitte höhere Werte von *s* zeigen als die mineralogisch ihnen entsprechenden Tiefengesteine;

b) ferner daß die Zahlen für *a* bei ersteren in der Regel beträchtlich höher, die für *f* niederer liegen als bei letzteren. In Bezug auf *c* läßt sich kein durchgreifender Unterschied erkennen.

Digitized by Google

Mineralogisch ausgedrückt heißt dies, daß die Ergußgesteine bei holokrystalliner Ausbildung im allgemeinen größere Neigung zur Quarzbildung zu der von Feldspäten und Feldspatvertretern besitzen, daß dagegen dunkle Eisen- und magnesiareiche Mineralien spärlicher in ihnen auftreten. Auf diese Tatsache, die sich aus unseren Zahlen zweifellos ergibt, wurde schon früher von verschiedenen Seiten aufmerksam gemacht und ihre Erklärung durch Differenzierungsvorgänge im aufsteigenden Magma dem spezifischen Gewicht zufolge gegeben.

Schon ein Vergleich der Liparit- und Granittabelle ergibt, daß in ersterer der Kieselsäurewert s mit Ausnahme einer Analyse über 77 liegt, während er bei einer großen Anzahl von Granittypen unter diesen Wert und bis 68 herabsinkt, ebenso erreicht er bei einer Reihe von Liparittypen den Maximalwert 82·5, der bei Graniten nur einmal auftritt. Der Kieselsäurekoëffizient k (siehe II. Teil, pag. 406 und III, pag. 368) sinkt bei nahezu gleicher oberer Grenze bei den Graniten z. T. beträchtlich tiefer herab als bei Lipariten; dies bedeutet, daß mit gleichem Verhältnis $a\,c\,f$ kleinere Werte von s verbunden sind. Bei der einfachen mineralogischen Zusammensetzung dieser Gesteine läßt sich dies nur erklären, daß, gleichen Erhaltungszustand vorausgesetzt, bei holokrystalliner Entwicklung die Liparite etwas quarzreicher sind, oder bei Graniten unter den dunklen Gemengteilen relativ reichlicher Eisenerze auftreten, deren Anwesenheit natürlich auch den Kieselsäurekoëffizienten herabdrückt. Wahrscheinlich wird beides der Fall sein. a liegt bei den Lipariten bei 55% der berechneten Analysen (40) über 14, bei Graniten zeigen nur 29% der für die Tabellen benutzten (28) einen so hohen Wert; bei ersteren sinkt es nur bei 2·5% unter 10 herab, bei letzteren bei 32%. f sinkt in der Granittabelle bei 18% der Analysen unter 9 in der Liparittabelle nur bei 2·5%. Wenn auch diese Werte natürlich von der Zahl und Auswahl der Analysen abhängen, also keine große Genauigkeit beanspruchen können, so sind die Unterschiede doch viel zu groß, um zufällige sein zu können.

Ähnliche Verhältnisse wiederholen sich bei Trachyten und Phonolithen, den Syeniten und Eläolithsyeniten gegenüber. Bei den berechneten Trachyten erreicht a die Zahl 14 in 30% der Analysen — bei den Syeniten nur in 3·13%; bei den Phonolithen in 68%, bei den Eläolithsyeniten nur in 31%; dem entsprechend liegt f bei

Digitized by Google

den Tiefengesteinen höher. Die Unterschiede in *s* treten hier weniger stark hervor wie bei Graniten und Lipariten.

In durchwegs noch bedeutend höherem Grad treten diese Differenzen hervor, wenn man Tiefen- und Ergußgesteine mit vorherrschenden Kalknatronfeldspäten miteinander vergleicht, so die Dacite mit den Quarzdiorittypen Klausen, Butte, Brixen, Szaska, Aviosee und Val Moja, die Glimmer- und Hornblendeandesite mit den quarzfreien Dioriten, die Augitandesite und selbst die Plagioklasbasalte der Hauptreihe mit den Gabbros und Noriten. Bei den letzteren liegt *a* bei 65% der Analysen unter 2, bei den Plagioklasbasalten der Hauptreihe nur bei 15%. Bei den Gabbros erreicht *s* kaum die Zahl 60, während es bei den Augitandesiten in dem Typus Santorin bis 73 steigt. Auf diese Verhältnisse wurde ebenfalls schon früher hingewiesen — die Andesite sind chemisch nicht die Äquivalente der Diorite und Gabbros, ebenso natürlich nicht, wenn man die quantitative und nicht allein die qualitative mineralogische Zusammensetzung in Betracht zieht.

Bemerkenswert ist ferner noch, daß in der Tabelle der Augitporphyrite, Diabase und Augitandesite die berechneten Diabase durchwegs den Typen Halleberg, Whin Sill und Alboran mit niederem *a* und hohem *f* angehören. Die hier angeführten Diabase sind fast durchwegs intrusive Lagergesteine (Whin Sill, New Jersey, Conecticut Tal etc.) — es scheint demnach, daß diese intrusiven Lagergesteine chemisch eine Mittelstellung zwischen Tiefen- und Ergußgesteinen einnehmen.

Eine bessere Übereinstimmung scheint wieder zwischen den basischen Alkaligesteinen der beiden Klassen zu herrschen, soweit sich dies an der Hand des bei den Tiefengesteinen spärlichen Analysenmaterials beurteilen läßt. Die Tabelle der Nephelintephrite und Basanite stimmt in Bezug auf die Grenzen zwischen, denen *s*, *a* und *f* liegen, sehr nahezu mit der der nephelinarmen Theralithe und Essexite überein; ebenso die der Iolithe und nephelinreichen Theralithe mit derjenigen der Nephelinite. Ein größeres Analysenmaterial wird es wohl nötig machen, auch bei den basischen Tiefengesteinen der Alkalireihe olivinhaltige und -freie Glieder getrennt zu behandeln.

Digitized by Google

Tabelle für *m*.

Gesteinsfamilie	Mittelwert von *m*	Prozente der *v*-Reihe	*φ*-Reihe	*χ*-Reihe	*ψ*-Reihe	*ω*-Reihe	Zahl der Analysen
I. Tiefengesteine.							
Granite	9·2	97	3	—	—	—	35
Syenite	8·3	77	17	2	—	—	35
Eläolithsyenite	7·8	48	44	4	4	—	27
Quarzdiorite	9·2	95	5	—	—	—	20
Quarzfreie Diorite	8·3	94	6	—	—	—	17
Gabbros u. Norite z. T.	8·5	87·5	12·5	—	—	—	16
Essexite und nephelinarme Theralithe	7·0	16	74	5	5	—	19
Nephelinreiche Theralithe	7·0	25	75	—	—	—	4
Iolithe	5·1	—	—	100	—	—	2
Missourite	7·5	—	100	—	—	—	1
Urtite	3·0	—	—	—	100	—	1
Pyroxenite	8·0	60	40	—	—	—	5
Dunite	10	100	—	—	—	—	2
Hornblendeperidotite	9·7	100	—	—	—	—	1
Glimmerperidotite	9·7	100	—	—	—	—	3
II. Ergußgesteine.							
Liparite	8·8	75·5	22	2·5	—	—	41
Trachyte	8·6	73	27	—	—	—	30
Phonolithe	6·4	32	32	21·5	11	3·5	28
Dacite	8·8	85	11	4	—	—	27
Pantellerite	5·3	—	67	—	16·5	16·5	6
Hornblende- und Glimmer-Andesite	8·9	90	10	—	—	—	20
Augit und Hypersthen-Andesite	8·6	95	5	—	—	—	39
Plagioklasbasalte, Hauptreihe	8·3	80	20	—	—	—	46
Hornblendebasaltreihe	7·9	63·5	36·5	—	—	—	11
Basische Reihe	7·6	50	50	—	—	—	4
Trachydolerite	8·2	82	18	—	—	—	17

Digitized by Google

Gesteinsfamilie	Mittelwert von m	Prozente der ν-Reihe	φ-Reihe	χ-Reihe	ψ-Reihe	ω-Reihe	Zahl der Analysen
Absarokit, Shoshonit-Banakit	8·3	87·5	12·5	—	—	—	16
Nephelintephrit	7·1	20	80	—	—	—	5
Nephelinbasanit	7·6	50	50	—	—	—	8
Leucittephrit	6·8	—	100	—	—	—	4
Leucitbasanit	6·8	11	89	—	—	—	9
Nephelinit	6·2	—	100	—	—	—	15
Nephelinbasalt	7·6	53	47	—	—	—	15
Leucitit	6·5	—	100	—	—	—	8
Leucitbasalt	7·3	27	73	—	—	—	11
Orendit	6·5	—	100	—	—	—	1
Wyomingit	6·5	—	100	—	—	—	1
Madupit	6·0	—	100	—	—	—	1
Melilithgesteine	7·5	62·5	37·5	—	—	—	8
Limburgite und Augitite	7·6	44	56	—	—	—	16
III. Ganggesteine.							
Granitporphyre	8·4	91	—	9	—	—	11
Syenitporphyre	7·5	50	50	—	—	—	6
Eläolithsyenitporphyre	6·9	25	50	25	—	—	4
Dioritporphyrite, saure Reihe	8·7	96	4	—	—	—	23
Dioritporphyrite, basische Reihe	8·0	71	29	—	—	—	7
Gabbroporphyrite	8·1	100	—	—	—	—	4
Iolithporphyrit	4·4	—	—	—	100	—	1
Granitaplite	8·3	67	22	11	—	—	9
Syenitaplit (Lestiwarit)	4·0	—	—	—	100	—	1
Eläolithsyenitaplit	6·2	—	100	—	—	—	1
Bostonite	8·7	85	15	—	—	—	13
Grorudit-Tinguáite	6·9	38	50	6	—	6	16
Malchit	9·2	100	—	—	—	—	4
Luciit	8·2	100	—	—	—	—	2
Beerbachit	8·7	100	—	—	—	—	1
Minette	8·1	75	25	—	—	—	8
Kersantit	8·5	86	14	—	—	—	7

Digitized by Google

Gesteinsfamilie	Mittelwert von m	Prozente der ν-Reihe	φ-Reihe	χ-Reihe	ψ-Reihe	ω-Reihe	Zahl der Analysen
(Heumit)	7·5	50	50	—	—	—	2
Vogesit	7·0	—	100	—	—	—	1
Spessartit	8·3	100	—	—	—	—	1
Mondhaldeit	8·2	67	33	—	—	—	3
Camptonit-Monchiquit .	7·1	37	54	9	—	—	22
Farrisit	7·1	—	100	—	—	—	1
Alnöit	7·7	33	67	—	—	—	3

Kurze Vergleiche der Ganggesteinstypen mit denen der Tiefen- und Ergußgesteine wurden bei der Aufstellung der ersteren schon angeführt. Ein allgemeiner Vergleich erscheint zur Zeit noch nicht zweckmäßig; einmal weil bei jenen die aufgestellten Typen noch sehr lückenhaft und z. T. unsicher sind (Vogesit, Spessartit etc.) und dann weil ein solcher Vergleich nur dann von Bedeutung ist, wenn Tiefengesteine mit ihren zugehörigen Ganggesteinen verglichen werden und derartige Reihen noch viel zu wenig und unvollständig bekannt sind.

Anwendung auf die krystallinen Schiefer.

Hier soll noch kurz darauf hingewiesen werden, welche Bedeutung unsere Berechnungsmethode und Klassifikation für die Chemie der krystallinen Schiefer hat. Wenn man mit Rosenbusch annimmt, daß die Paragneise und verwandte krystalline Schiefer, die aus Sedimentgesteinen hervorgegangen sind, in vielen, wenn auch nicht allen Fällen durch ihre chemische Zusammensetzung sich von Eruptiv- oder Orthogneisen unterscheiden lassen, so wird man erwarten müssen, daß die Eigenartigkeit ihrer Zusammensetzung auch bei unserer Berechnungsweise hervortritt, d. h. aus den Werten s, A, C, F, a, c, f, n, m und k ersichtlich sein wird.

Ein Blick auf die in den Elementen der Petrographie auf pag. 470 und 471 angeführten Analysen von Paragneisen zeigt, wie schon Rosenbusch hervorgehoben hat, in sehr vielen Fällen ein auffallendes Mißverhältnis zwischen Tonerde einer-, Alkalien und Kalk andererseits; die erstere überwiegt die Summe von Kalk und Alkalien in sehr beträchtlichem Maße. So ist z. B. für den feinkörnigen Glimmer-

Digitized by Google

gneis von St. John de Matha, Canada, in Molekularproportionen: $Al_2O_3 = 0{\cdot}1934$, während die Summe von Alkalien, Kalk, Magnesia und sämtlichem Eisen (als Oxydul = 4·60%) nur 0·1545 beträgt. Bei dem Glimmergneis von Leubsdorf, Erzgebirge, ist $Al_2O_3 = 0{\cdot}1975$, die Summe sämtlicher oben erwähnter Oxyde nur 0·1912 (bei 5·70 FeO und 1·81 MgO!). Beim Muskovitgneis vom Tännig im Fichtelgebirge ist $Al_2O_3 = 0{\cdot}1196$, die Summe jener Oxyde nur 0·0925. Nun ist ja bei sehr sauren Eruptivgesteinen, Graniten und Lipariten infolge von Zersetzung auch häufig $Al_2O_3 > CaO +$ Alkalien, ein so starkes Mißverhältnis tritt jedoch bei normal frischen Gesteinen niemals auf. Dabei beträgt der Kieselsäuregehalt der beiden erst erwähnten Gesteine nur 61·96, respektive 63·11; er liegt also bedeutend niederer als bei Graniten und Lipariten. Mineralogisch drückt sich diese Eigentümlichkeit durch das z. T. reichliche Auftreten reiner Tonerdesilikate wie Sillimanit und Disthen oder alkali- und kalkarmer Tonerdesilikate, wie Cordierit, aus.

Unter I, II, III, IV und V sind ferner in Molekularprozenten eine Gruppe von Analysen zusammengestellt, in denen $Al_2O_3 < CaO +$ Alkalien ist oder doch nur so wenig größer, daß die Differenz vernachlässigt werden kann. Es bezieht sich:

I. auf feinkörnigen Glimmergneis, quarzitisch, Schapbachtal. Rosenbusch, Elemente, pag. 471, Nr. 7;

II. auf Glimmergneis, Schwendreuth, Bayr. Wald. Ebenda, Nr. 4.

III. auf Hornblendegneis, Ogden Cañon, Utah. Ebenda, pag. 484.

IV. auf Granulit, Krems, Niederösterreich. Ebenda, pag. 489, Nr. 7.

V. auf Paraaugitgneis, Hasenhof, Schwarzwald (aus Rosenbusch: „Die Kalksilikatfelse im Rench- und Kinzigitgneis". Mitteil. d. Bad. geol. L. IV. 1901, pag. 379). Unter 1, 2, 3, 4, 5 sind die für unsere Klassifikation charakteristischen Werte von s, a, c, f etc. angeführt.

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
I	85·62	4·24	0·92	5·06	8	2	10	6·8	10	2·6
II	81·07	4·71	0·68	8·15	7	1	12	3·2	8·3	2·15
III	80·39	5·57	0·37	7·73	8	0·5	11·5	7·5	8·0	1·92
IV	79·13	4·91	0·34	10·37	6·5	0·5	13	0	9·0	1·95
V	76·82	1·21	3·68	13·40	1·5	4	14·5	4·0	5·0	2·7

Digitized by Google

	I	II	III	IV	V
SiO_2 . . .	85·30	80·55	80·25	79·13	76·70
TiO_2 . . .	0·32	0·52	—	—	0·12
Al_2O_3 . .	5·16	5·39	5·94	5·25	4·89
FeO . . .	2·51	6·80	5·99	7·21	3·84
MnO . . .	—	—	—	2·13	—
MgO . . .	1·93	—	0·21	—	2·93
CaO . . .	0·54	2·03	1·90	1·37	10·31
Na_2O . . .	2·89	1·53	4·19	—	0·49
K_2O . . .	1·35	3·18	1·38	4·91	0·72
ZrO_2 . . .	—	—	0·14	—	—

Vergleicht man hier die zusammengehörigen Werte von s und a, c, f, so ergibt sich, daß keine der Analysen in eine der Tiefengesteinstabellen eingereiht werden kann; überall ist s bedeutend höher, als es bei einem Eruptivgestein mit einem gleichen Verhältnis $a\,c\,f$ verbunden zu sein pflegt. Diese Eigentümlichkeit drückt sich am besten im Kieselsäurekoëffizienten k aus. Nur bei 2 der 750 berechneten Eruptivgesteine lag dieser über 1·80, bei keinem über 1·90, während die Werte hier bis 2·7 ansteigen. In der Analyse selbst muß dieses Moment natürlich in dem Verhältnis von SiO_2 zu Tonerde, Alkalien und Kalk sich ausdrücken.

An diese Reihe schließt sich an Analyse VI Paraamphibolgneis vom Reichenbachtal, Schwarzwald (l. c. pag. 394). Für ihn ergibt sich die Zusammensetzung:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
59·85	0·90	16·65	6·12	0·82	13·35	1·07	1·24

und

s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
60·75	2·31	13·35	6·94	2	12	6	4·6	10	1·28

Al_2O_3 ist hier etwas größer als Alkalien + Kalk, dieser Tonerdeüberschuß wurde vernachlässigt, so daß für C nur 13·35 angenommen wurde. Trotzdem ist hier $c > f > a$, die chemische Formel läßt sich nur mit der der Anorthosite vergleichen. Den Zahlen für a, c, f nach würde das Gestein in die Anorthosittabelle unter Typus Encampment einzureihen sein, der Wert von s liegt aber dafür bedeutend zu hoch. Auch $n = 4·6$ paßt absolut nicht in diese Tabelle, sämtliche berechneten Anorthosite gehören der α-Reihe an.

Digitized by Google

Eine weitere Gruppe von Analysen ist unter VII, VIII, IX und X in Molekularprozenten angeführt. Davon bezieht sich:

VII. auf Paraaugitgneis von Carmo Velho, Portugal (l. c. pag. 379);

VIII. auf Paraaugitgneis von Zambujal, Portugal (ebenda);

IX. auf Augitgneis, Weilertal, Vogesen (Rosenbusch, Elemente, pag. 486) und

X. auf Paraaugitgneis, Grundbauernhof, Schwarzwald (l. c. pag. 379).

	VII	VIII	IX	X
SiO_2 . . .	66·37	60·15	59·66	50·40
TiO_2 . . .	0·82	0·28	0·49	0·55
Al_2O_3 . .	10·54	12·65	8·93	13 58
FeO . . .	1·28	2·46	4·93	4·81
MgO . . .	4·44	5·43	5·87	5·12
CaO . . .	12·97	14·29	14·89	23·48
Na_2O . .	3·35	4·17	4·40	1·33
K_2O . . .	0·23	0·57	0·83	0·65
P_2O_5 . . .	—	—	—	0·08

Ferner ist für

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	k
VII	67·19	3·58	6·96	11·73	3	6 5	10·5	9·3	4·8	1·42
VIII	60·43	4·74	7·91	14·27	3·5	6	10·5	8·8	5·5	1·0
IX	60·15	5·23	3·70	21·99	3·5	2·5	14	8·4	4·9	0·99
X	50·95	1·98	11·60	21·81	1	6·5	12·5	6·7	4·5	0·89

Der quarzarme Paraaugitgneis Nr. VII könnte seiner Formel nach in der Tabelle der Quarzdiorite unter Typus Avio-See zu stehen kommen. Analyse VIII paßt in den Diorittypus Sweetgrass (Mittel $s = 61·70$, $A = 4·69$, $C = 7·13$, $F = 14·52$) und ebenso in den Gabbrotypus Torfhaus. Analyse IX, in der c bedeutend kleiner als in der vorhergehenden ist, ließe sich in den Diorittypus Montrose einreihen (Mittel $s = 60·26$, $A = 5·66$, $C = 3·60$, $F = 21·16$). Der Paraaugitgneis vom Grundbauernhof X endlich ließe sich in der Gabbrotabelle rechts vom Typus Keewenaw unterbringen und würde dort den zu streichenden Typus Langenlois ersetzen, sein s stimmt genau mit dem von Keewenaw überein. Auffallend und unterscheidend gegenüber den Dioriten und Gabbros sind aber bei diesem Gesteine die niederen Werte von m, die zwischen 4·5 und 5·5 schwanken. Gestein VIII

Digitized by Google

vom Zambujel mit $m = 5{\cdot}5$ würde noch am ersten sich an Tiefengesteine anschließen, wie auch schon Rosenbusch (l. c. pag. 380) angibt. Die Zahlen für m bei den Dioriten und Gabbros liegen alle bedeutend höher; der niederste bei den Gabbros berechnete ist 7·0, von 16 Analysen gehören 14 der v-Reihe an, haben also $m > 7{\cdot}5$. Von 20 Quarzdioriten gehören 19, von 17 quarzfreien Dioriten 16 der v-Reihe an, während Analyse VII bis X inklusive der χ-Reihe zuzustellen wären. Hier liegt also ein entscheidendes Moment den Eruptivgesteinen gegenüber. Von Interesse in Bezug auf das früher über den Zusammenhang von m und die Augitführung von Eruptivgesteinen bemerkte ist, daß die 4 Gesteine VII bis X mit ihren außergewöhnlich niederen Werten von m Augitgneise sind und daß ihr Augit ein eisenreicher Diopsid ist; die Analyse eines aus ihm isolierten Pyroxens ergab 24·14% *CaO* (l. c. pag. 377).

Andere solcher in Bezug auf die Werte s, a, c, f etc. und deren Verhältnis unterscheidende Merkmale werden sich wohl noch bei der Bearbeitung eines größeren Analysenmateriales ergeben und so können diese Zahlen auch zur Diskussion der chemischen Zusammensetzung krystalliner Schiefer mit Erfolg benutzt werden.

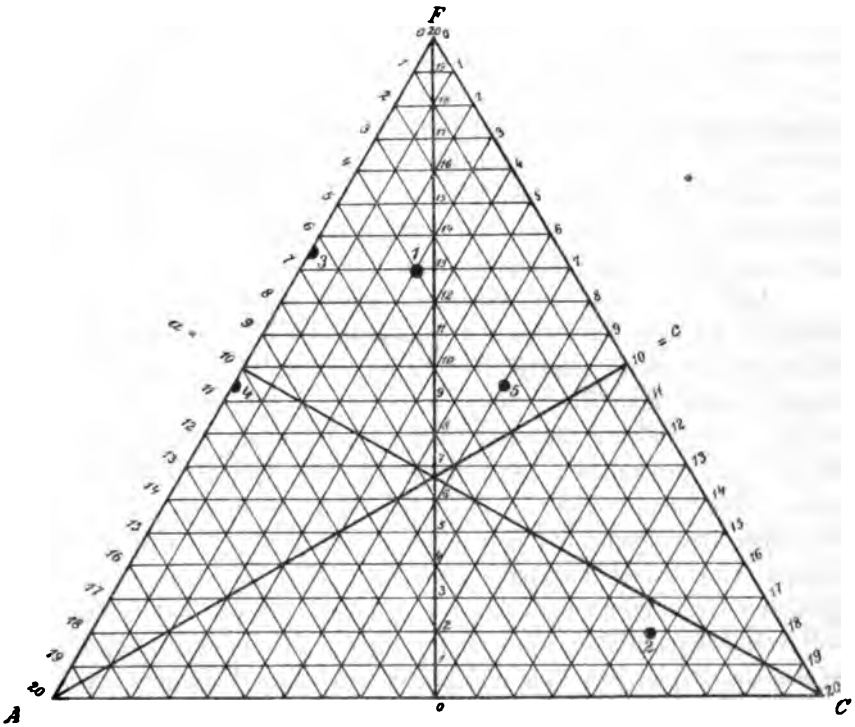
Nachtrag.

Herr Cand. chem. J. d'Ans in Darmstadt machte mich auf eine sehr zweckmäßige Darstellung unseres Projektionsfeldes aufmerksam, welche das große Liniengewirr, wie es in unseren Tafeln hauptsächlich auch durch das Eintragen der roten Linien entstanden ist, vermeidet, dabei außerordentlich übersichtlich ist und das Eintragen von Projektionspunkten, ebenso wie das Ablesen der Position von Punkten sehr einfach gestaltet. Zur Erklärung habe ich beifolgende Figur gezeichnet, wie sie sich ihren Größenverhältnissen nach (Dreieckseite = 10 *cm*) zweckmäßig als Textfigur für diese Mitteilungen eignen würde und auch für die Darstellung einer beschränkten Anzahl von Projektionspunkten vollständig ausreicht. Es sind zugleich nochmal dieselben 5 Punkte eingezeichnet worden wie in Tafel I der Tiefengesteine und ihr Verhältnis $a\,c\,f$ dazu angegeben.

Im Projektionsfeld sind in gleichen Abständen Parallele zu den Seiten gezogen und zwar je 19, so daß ihre Summe mit der

Digitized by Google

Dreieckseite selbst $20 = a + c + f$ ist. In der Figur schneiden diese Linien auf den Dreiecksseiten Abschnitte von 0·5 *cm* ab. Es ist nun leicht ersichtlich, daß auf der Basislinie des Dreiecks sämtliche Projektionspunkte liegen, mit $f = 0$ auf der ersten zu ihr Parallelen (von unten) solche mit $f = 1$ u. s. f. Der geometrische



1. Augitdiorit Montrose Point $a_4\ c_3 f_{13}$.
2. Labradorit Iron Mountain $a_{3\cdot5}\ c_{14\cdot5} f_2$.
3. Granat Pyroxen Malignit Poobah Lake $a_{6\cdot5}\ c_0 f_{13\cdot5}$.
4. Eläolithsyenit Cerro da Posada $a_{10\cdot5}\ c_0 f_{9\cdot5}$.
5. Gabbro Torfhaus $a_{3\cdot5}\ c_7 f_{9\cdot5}$.

Ort für einen Projektionspunkt mit $f = \text{x}\cdot5$ muß also in der Mitte liegen zwischen den xten und x + 1ten Parallelen zur Basislinie von unten gerechnet. Man kann zweckmäßig die Ordnungszahl der Parallele an ihrem Durchschnittspunkt mit der von *F* gezeichneten Höhenlinie anschreiben, wie dies in der Figur geschehen ist. Dasselbe gilt natürlich auch für die den beiden anderen Dreieckseiten

Digitized by Google

AF und CF gezogenen Parallelen, genau so ist das Aufsuchen von Punkten, deren a = y oder $c = z$ ist. Auch für diese Parallele könnte man ihre Ordnungszahl an ihren Durchschnittspunkt mit den Höhenlinien schreiben oder wie dies in der Figur geschehen ist, vielleicht übersichtlicher noch an die Seiten AF und FC.

Um die Lage eines Projektionspunktes zu erhalten, braucht man natürlich nur zwei entsprechende Paralelle aufzusuchen; ihr Durchschnittspunkt ist der gesuchte; z. B. für Analyse 1, $a_4\ c_3\ f_{13}$ links die 4. Parallele zu CF rechts die dritte zu AF; ihr Durchschnittspunkt liegt natürlich auf der 13. Parallelen zu AC. Das Ablesen von $a\ c\ f$ für einen gegebenen Punkt ist sehr bequem. Mißlich ist, daß der Mittelpunkt des Projektionsfeldes, in dem sich die drei Höhenlinien schneiden, nicht auf den Parallelen liegt, und daß Papier mit einer derartigen Einteilung nicht käuflich zu erhalten ist.

Auch bei dem zu unserem Tafeln benutzten Papier sind Parallele zu den Dreieckseiten gezogen, doch zu jeder Seite 30 (inklusive der Seite selbst). Das Papier würde sich also direkt gut eignen, wenn man die Summe $a + c + f = 30$ nicht 20 nehmen würde. Ich möchte indessen nicht raten, eine größere Zahl als 20 für sie anzunehmen, wenigstens für die Typenformeln zu benutzen. Die Summe $A + C + F$ ist bei sauren Gesteinen z. T. < 10; bei einer Berechnung auf eine höhere Summe als 20 wird das Verhältnis zwar nicht ungenauer, es wird aber der Anschein einer größeren Genauigkeit erweckt, als geboten werden kann und das soll vermieden werden. Will man trotzdem auf die oben angegebene Weise das Papier des k. k. militärgeographischen Institutes zur Eintragung von Projektionspunkten benutzen, so braucht man ja lediglich zu diesem Zweck die Zahlen für $a\ c$ und f mit $^3/_2$ zu multiplizieren.

(Fortsetzung und Schluss im nächsten Heft.)

Digitized by Google

XV. Gesteine von Angola, Saõ Thomé und St. Helena.

Von **Dr. G. Berg** in Freiberg.

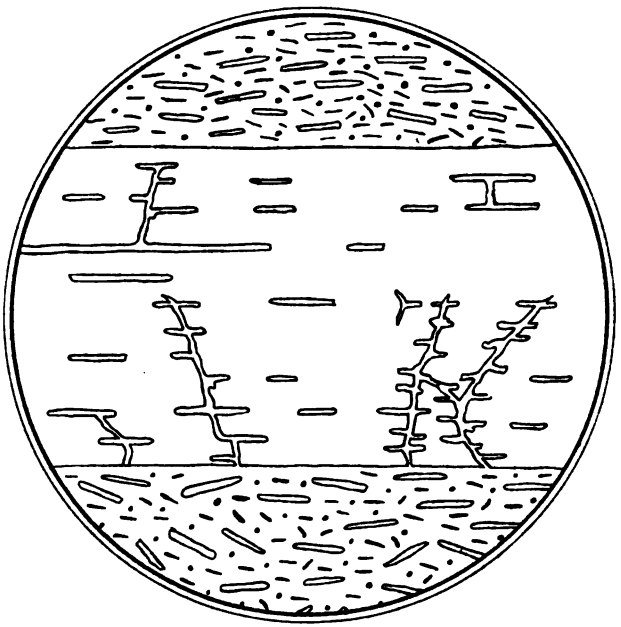
Mit 1 Textfigur.

Unter den vielen Sammlungen und Gesteinsproben, welche fast ununterbrochen an die geologische Sammlung der Freiberger Bergakademie von früheren Studierenden eingesandt werden, liefen in letzter Zeit auch drei Suiten aus Angola, von der Insel Saõ Thomé und von St. Helena ein. Erstere beiden verdankt die Akademie der Güte des Herrn Dr. Voit, letztere der des Herrn Berging. Dörffel. Da die darin enthaltenen Gesteinsarten in der sehr spärlichen Literatur über diese Gegenden noch nicht beschrieben wurden, so sei es dem Schreiber dieser Zeilen, welcher die Untersuchung der Gesteinsproben vornahm, gestattet, hier einige kurze Notizen über die zum Teile recht interessanten Ergebnisse mitzuteilen.

Das meiste Interesse bieten die Proben von der Insel Saõ Thomé, welche sämtlich vom Monte Café stammen. Interesselos ist hier nur ein Feldspatbasalt ohne irgendwelche hervorstechenden Eigenschaften Von einem Hornblende-Andesit mit Hornblendenadeln von mehreren Millimetern Länge und fast ebenso großen schneeweißen Plagioklasleisten ist zu erwähnen, daß u. d. M. vereinzelt auch ganz blaßbraune, plumpe Augitkrystalle in demselben entdeckt wurden. Vor allem aber ist das Gestein bemerkenswert durch die eigentümliche Struktur seiner Plagioklase. Diese sind reich an langgestreckten, blaßgelblichen Glaseinschlüssen, welche nicht regellos eingestreut liegen, sondern nach der Richtung der Zwillingslamellierung angeordnet sind und bisweilen eine beträchtliche Strecke weit den Feldspatkrystall vollkommen geradlinig durchziehen. Sehr häufig ist eine

Digitized by Google

größere Zahl dieser Einschlüsse durch einen Querkanal verbunden, und wenn dieser an Länge die orientierten Glaspartikel weit übertrifft, so gewinnt das Ganze den Anblick einer schräg durch den Feldspat setzenden Spalte, welche seitwärts Blindsäcke parallel der Fläche *M* aussendet. Stellenweise nehmen die Querkanäle solche Verbreitung an, daß man nur noch von einem Netzwerk von Glasschläuchen sprechen kann, auf welches die Zwillingslamellierung eine richtende Wirkung ausgeübt hat.



Glaseinschlüsse im Plagioklas eines Hornblendeandesites von Saõ Thomé.

Vier weitere Gesteine von Saõ Thomé sind dadurch ausgezeichnet, daß sie sämtlich saftgrünen Ägirinaugit führen. Eines derselben von dem Gipfel des höchsten Berges ist ein normaler Phonolith von grünlichgrauer Farbe, welche an angewitterten Stellen des Gesteins in ein schmutziges Bräunlichgelb übergeht. Makroskopisch erkennt man nur einzelne tafelförmige Sanidinkrystalle und spärliche schlanke Hornblendenadeln. U. d. M. erweist sich die Hornblende reichlich von kleinen Säulchen des Ägirinaugits umlagert, welche meist mit ihrer Hauptachse parallel derjenigen der Hornblende angeordnet sind und zwischen welche Magnetitkörner in großer Anzahl eingestreut

Digitized by Google

liegen. Große dicktafelige Nephelinkrystalle und Sanidine bilden die farblosen Gemengteile. Dazu treten Titanit- und Apatitsäulchen, besonders erstere in großer Anzahl. Die Grundmasse zeigt schmale Feldspatleistchen und Augitkryställchen oft in deutlich fluidaler Anordnung und erinnert ungemein an das Bild, welches man bei den Trachyten zu sehen gewohnt ist.

In den drei weiteren Gesteinen konnte Nephelin nicht nachgewiesen werden, sie müssen also als Ägirintrachyte bezeichnet werden, wenn sie sich auch offenbar petrographisch eng an den eben beschriebenen Phonolith anschließen, dem sie auch makroskopisch recht ähnlich sehen. Eines der Gesteine führt unregelmäßige Körner von Sodalith; in diesem findet sich auch akzessorisch Titanit, welcher den anderen fehlt. Die Struktur ist echt trachytisch, nur eine der Gesteinsproben erinnert durch oft isodiametrische Orthoklase mehr an die syenitischen Varietäten.

Unter den Gesteinen von Angola bietet ein besonderes Interesse ein Elaeolithsyenit von Senze do Itombe. Es ist ein großkörniges Gestein, welches zum größten Teile aus grauem Orthoklas besteht, zwischen dessen isodiametrischen Körnern man fleischrote Elaeolithe und spärliche schwarze Anhäufungen von Bisilikaten mit nelkenbraunem Titanit bemerkt. Wasserheller Sodalith bildet kleinkrystalline, quarzähnliche Partien. U. d. M. fallen zunächst Biotit und Augit auf. Ersterer ist nur spärlich vertreten und von dunkler Farbe (Pleochroismus: dunkelolivgrün und holzbraun), letzterer ist ein saftgrüner Ägirinaugit. Größere Individuen zeigen nach dem Rande zu einen allmählichen Übergang in Ägirin, indem die Auslöschungsschiefe, welche in der Mitte des Krystalles nahezu 30° beträgt, nach außen bis auf wenige Grade heruntergeht. Einzelne der großen Augitindividuen enthalten auch Einschlüsse des vorhin erwähnten Biotits. Sehr reichlich findet man u. d. M. den Titanit vertreten. Derselbe bildet schöne, regelmäßig begrenzte Krystallschnitte, die oft Zwillingsbildung nach *oP* zeigen. Der Orthoklas bildet die Hauptmasse der farblosen Gemengteile. Er zeigt sehr häufig mikroperthitische Verwachsung mit Plagioklas. Mikroklin füllt an einigen Stellen die Zwischenräume zwischen den einzelnen Individuen der Orthoklase aus. Der Elaeolith ist ganz frisch und einschlußfrei, der Sodalith ist von einzelnen zarten, gerade auslöschenden Nädelchen durchspickt. Seine Identität wurde durch mikrochemische Reaktion auf *Na* und

Digitized by Google

H_2SO_4 sicher nachgewiesen. Apatit wurde nur ganz wenig gefunden.

Die übrigen Gesteine von Angola gehören den krystallinen Schiefern an. Das einfachste dieser Gesteine ist ein Gneis von Fazenda-Bango mit rötlicher Farbe und Neigung zu lagenförmiger Struktur. Derselbe führt viel Mikroklin, Orthoklas und Quarz, daneben Biotit, dessen Farbe wegen des wechselnden Eisengehaltes von hellgrün bis schwarzbraun variiert, und Muskovit, welcher den Biotit bisweilen in unregelmäßigen, aber krystallographisch parallel orientierten, lappenartigen Partien umgibt. Bemerkenswert ist an diesem Gestein das Auftreten von Turmalin in unregelmäßigen Körnern. Zirkon, Rutil und Apatit sind wie in fast jedem Gneise, so auch hier vorhanden.

Ein Gneis von Calunga zeichnet sich aus durch viel Epidot und einen hellgrünen, im Dünnschliff farblosen, malakolithähnlichen Pyroxen. In dem feinkörnigen Gestein ist der Biotit unregelmäßig streifenförmig verteilt, und besonders an den biotitarmen Stellen kann man die kleinen blaßgrünen Pyroxenkörner zwischen den bräunlichen Feldspaten schon makroskopisch entdecken. Die farblosen Gemengteile sind viel Quarz, viel Orthoklas und wenig Mikroklin und Plagioklas. Der Epidot liegt oft scharenweise in Form kleiner gedrungener Kryställchen im Feldspat eingeschlossen. Bisweilen bildet er konzentrisch strahlenförmige Aggregate um den Rest eines ganz zersetzten anscheinend isotropen Minerales (vielleicht Granat). Als akzessorische Gemengteile von untergeordneter Bedeutung sind zu erwähnen ein eisengraues, opakes Erz, welches sich durch den Kranz von Titanit, der fast jedes Korn desselben umgibt, als Titanomagnetit zu erkennen gibt, ferner Apatit und etwas Muskovit.

Dem vorigen nahe verwandt ist ein Gneis von Senze do Itombe, welcher makroskopisch keine ungleichmäßige Verteilung des Biotits zeigt und in seiner ganzen Erscheinung große Ähnlichkeit mit dem Freiberger Biotitgneis hat. U. d. M. erkennt man auch hier etwas malakolithartigen Pyroxen und Epidot, letzteren in denselben Erscheinungsformen wie vorhin. Hiezu gesellt sich aber eine wenig ölgrüne Hornblende.

Das Extrem dieser Reihe epidot- und pyroxenführender Gneise ist ein Gestein von Cariavo, in welchem aller Biotit durch Hornblende vertreten ist. Als neu gesellt sich hier ein im Dünnschliff rosenroter Granat hinzu. Der Augit ist tiefer gefärbt und erscheint auch in

Digitized by Google

dünnen Schliffen ausgesprochen grünlich. Makroskopisch sieht auch dieses Gestein dem Freiberger Gneis recht ähnlich. Eine starke schwarze Verwitterungskruste, welche das uns vorliegende Handstück auf einer Seite begrenzt, enthält intensiv gelbe, seidenglänzende Putzen, die außen von einer schwarzen, pechglänzenden Rinde umgeben sind. Wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, liegt hier ein asbestartiges Mineral vor, das von Stilpnosiderit umkrustet ist. Da die Hornblende nicht in Individuen von solcher Größe im Gestein auftritt, so muß man wohl diese Partien als Umwandlungsprodukte großer Augite auffassen.

Ein anderes Gestein führt keinen Pyroxen, aber viel Granat, welcher oft als Einschluß in der Hornblende vorkommt. Außer einigen großen Körnern von Apatit wurden hier einige Turmalinsäulchen beobachtet, mit farbloser Randzone und dunklem, stark pleochroitischem Kern. Die Feldspate sind von Epidotkörnern reichlich durchsetzt. Aus Cambambe endlich stammt ein Quarzdiorit, welcher schon makroskopisch durch die grünliche Färbung seiner Feldspate saussuritische Umwandlungsvorgänge erkennen läßt. U. d. M. sieht man großblätterige Aggregate eines dunkelgrünen Chlorits, welche oft Hornblendereste umschließen, ferner Plagioklas, der vollkommen mit Sericitblättchen und Epidotsäulchen durchsetzt erscheint, und meist undulös auslöschenden Quarz. Körnchen von Titanit und Apatit, welche spärlich im Gestein vorkommen, erscheinen vollständig frisch und unverändert. Als Neubildung ist wahrscheinlich ein ganz frischer und klarer Mikroklin aufzufassen.

Wenig Abwechslung bietet die Gesteinssuite von St. Helena. Dieselbe umfaßt 7 Plagioklasbasalte und einen basaltischen Tuff. Alle Gesteine sind aus der Nähe des Buren-Gefangenenlagers.

Zwei der Basalte zeigen makroskopisch hanfkorngroße Ausscheidungen von Augit und Olivin. U. d. M. erscheinen beide Mineralien stark magmatisch korrodiert. Besonders die Augite sind durch Kanäle von Grundmasse bisweilen völlig in mehrere Teile geschnitten, deren Zusammengehörigkeit nur durch die gemeinsame Auslöschungsrichtung erwiesen wird.

Vier weitere Gesteinsproben zeichnen sich aus durch die skelettartige Form ihrer nur mikroskopisch sichtbaren, aber umso zahlreicheren Olivine. Makroskopisch erscheinen diese Gesteine höchst feinkörnig bis fast dicht und sind teils kompakt, teils blasig ausgebildet.

Digitized by Google

In einem weiteren feinkörnigen Basalt gewahrt man schon bei Beobachtung mit einer guten Lupe einzelne blaßblaue Hauynkörnchen. U. d. M. erscheint das Gestein ungemein fein struiert und ohne alle größeren Ausscheidungen. Hauynkryställchen treten nur sehr vereinzelt hervor.

Der Basalttuff ist ein ziegelrotes, grandiges Material und reichlich mit kleinen Salzausblühungen durchsetzt. U. d. M. zeigen sich in einer trüben, grauen Grundmasse mit unregelmäßiger Aggregatpolarisation total verwitterte Mineralsplitter und kleinkörnige basaltische Gesteinspartikel.

Zusammenstellung:

Gesteine von Saõ Thomé.

Ein Feldspatbasalt.

Ein Hornblendeandesit mit Glaseinschlüssen im Plagioklas, die nach *M* orientiert sind.

Ein trachytoider Phonolith.

Ein sodalithführender Ägirintrachyt.

Zwei Ägirintrachyte.

Gesteine von Angola.

Ein Elaeolithsyenit mit Sodalith und Titanit.

Ein turmalinführender Biotitgneis.

Zwei epidotführende Biotitgneise.

Zwei epidotführende Hornblendegneise.

Ein Quarzdiorit.

Gesteine von St. Helena.

Zwei Basalte mit großen Augiten und Olivinen.

Vier Basalte mit skelettbaften Olivinen.

Ein hauynführender Basalt.

Ein basaltischer Tuff.

Digitized by Google

XVI. Über einen eigenartig ausgebildeten Diopsid von Moravicza (Vaskő) in Ungarn.

Von **E. Weinschenk** in München.

Mit 1 Textfigur.

Bei einem Besuche der berühmten Kontaktlagerstätten von Moravicza erhielt ich durch die Freundlichkeit des Herrn Oberingenieurs Géza v. Bene eine Reihe von Stufen des in den sogenannten Skarn übergehenden körnigen Kalkes aus der Nachbarschaft der Magneteisenputzen, welche durch große, lebhaft grüne Granatkrystalle sich auszeichnen. Neben diesen wurde ein lichtrötliches Mineral beobachtet, das meist zusammenhängende, ziemlich dichte Lagen bildet, welche auch nach der Entfernung des Kalkes mit Salzsäure wenig zu krystallographischen Bestimmungen geeignetes Material ergaben, da immer nur einzelne Flächen spiegelten. Jedenfalls bewies aber diese Isolierung, daß es sich um ein in Salzsäure nicht lösliches Mineral handelte, an welchem ein Pulverpräparat hohe Lichtbrechung — über derjenigen von α-Monobromnaphthalin — und ziemlich hohe Doppelbrechung festzustellen gestattete. Auch im Dünnschliff war ein sicheres Resultat nicht zu erreichen; soweit mikroskopische Methoden eine Diagnose gestatten, erwiesen sich die meisten Eigenschaften sehr pyroxenähnlich, einer zuverlässigen Bestimmung aber stand entgegen, daß in den meist wenig deutliche Spaltrisse zeigenden Durchschnitten, welche überhaupt eine Feststellung der Lage der Achsenebene gestatteten, diese stets quer zur Längserstreckung der lang elliptisch geformten Krystallumrisse lag, was mit der gewohnten Ausbildungsform des Pyroxens nicht vereinbar erschien. Selbst in Schnitten, welche ziemlich genau senkrecht zur ersten positiven Mittellinie eines scheinbaren Achsenwinkels

Digitized by Google

von zirka 120° getroffen waren, waren die Spaltrisse nur in einer Richtung recht unvollkommen ausgebildet und diese sowohl als die Achsenebene verliefen quer zu der Hauptzone des betreffenden Durchschnittes.

In der Folgezeit erhielt ich von Herrn Géza v. Bene, dem ich an dieser Stelle für sein liebenswürdiges Entgegenkommen besonders danke, eine Reihe von Stufen des zu untersuchenden Minerals, an welchen dieses in größeren und wenn auch nicht recht vollkommenen, so doch immer einer krystallographischen Untersuchung zugänglichen Individuen ausgebildet war. Von diesen wurde zunächst eine hinreichende Menge mikroskopisch völlig reinen Materials, in welchem nur zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse festgestellt werden konnten, mittels chemischer und mechanischer Methoden isoliert. Dabei erwies sich das Mineral als bedeutend schwerer als konzentrierte Thoulet'sche Lösung, in welcher die Körner rasch untersanken.

Die an diesem Material von Herrn cand. chem. Schindelbeck im chemischen Laboratorium der hiesigen technischen Hochschule ausgeführte Analyse ergab untenstehendes Resultat, welches nach den gewohnten Methoden der quantitativen Analyse erhalten wurde; beigesetzt sind die Molekularquotienten:

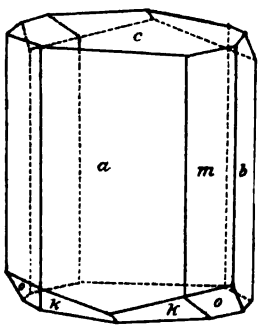
SiO_2	51·98	890	
FeO	2·96	41	850
MnO	5·76	81	
MgO	8·59	213	
CaO	28·96	515	
Glühverlust	0·56	—	
	98·81		

Trotz des bei einem Verlust von zirka 1·2% nicht ganz befriedigenden Resultates konnte doch kein Zweifel sein, daß es sich um ein Metasilikat handelt, welches, worauf besonders eingehend geprüft wurde, völlig frei von Tonerde und Alkalien war.

Es wurden sodann einige der besser ausgebildeten Krystalle, welche aber doch noch recht unvollkommene Flächen hatten, wie dies bei den im körnigen Kalk eingewachsenen Mineralien gewöhnlich ist, gemessen und auf diesem Wege eine ziemlich nahe Übereinstimmung mit den Verhältnissen des Diopsids festgestellt. Die Messungsresultate, in folgender Tabelle zusammengestellt, sind die

Digitized by Google

Mittelwerte der zuverlässigsten Bestimmungen, die unter sich oft große Differenzen aufweisen, welche aber nicht sowohl auf Flächenstreifung oder ähnliche Zufälligkeiten zurückzuführen sind, sondern vielmehr darauf, daß die einheitlich reflektierende Fläche um mehrere Grad von ihrem „Ort" entfernt war, eine Erscheinung, welche die groß ausgebildete Querfläche in besonders hervortretendem Maße zeigte, so daß Fläche und Gegenfläche oft um 3—4° von 180° abweichen. Die aus 8—10 Messungen gewonnenen Mittelwerte zeigen bedeutend bessere Übereinstimmung. Beobachtet wurden: $a = \{100\}$, $m = \{110\}$, $c = \{001\}$, $k = \{\bar{3}12\}$, $o = \{\bar{2}21\}$, ferner ziemlich schmal $b = \{010\}$, und gewöhnlich nur durch Schimmereinstellung meßbar, aber aus dem



Zonenverband sicher festgestellt: $\{021\}$, $\{\bar{1}11\}$, $\{111\}$ und $\{221\}$. Die Figur gibt den normalen Habitus der Krystalle unter Weglassung dieser äußerst schmalen Flächen; derselbe ist ganz abweichend von der gewöhnlichen des Diopsids und hat nur mit einem Vorkommen von To Ponds, Monroe, Orange Co. einige Ähnlichkeit, von welchem Vorkommen sich bei Dana eine Abbildung findet. Folgende Tabelle gibt die Messungsresultate wieder, wobei mit * die Schimmereinstellungen bezeichnet sind.

	Gemessen:	Berechnet:
$(110):(1\bar{1}0)$	92° 57′	92° 50′
$(001):(100)$	74° 19′	74° 10′
$(010):(\bar{2}21)$	47° 10′	47° 54′
$(100):(\bar{2}21)$	61° 43′	61° 32′
$(001):(\bar{2}21)$	64° 35′	65° 21′
$(\bar{1}10):(\bar{2}21)$	36° 30′	35° 28′
$(010):(\bar{3}12)$	47° 14′	46° 46′

Digitized by Google

	Gemessen:	Berechnet:
(100) : ($\bar{3}$12)	61° 35′	61° 51′
(001) : ($\bar{3}$12)	74° 50′	75° 34′
(110) : ($\bar{1}$11)	79° 20′*	78° 37′
(100) : (221)	46° 50′*	47° 43′
(001) : (221)	50° 30′*	49° 54′
(001) : (112)	18° 40′*	14° 42′
(100) : (021)	80° 00′*	79° 36′

Der verhältnismäßig hohe Mangangehalt einerseits, die geringe Übereinstimmung der gemessenen Winkel untereinander andererseits ließ die Möglichkeit nicht ausgeschlossen erscheinen, daß ein trikliner Pyroxen vorliegt. Es wurde daher mittels des Kleinschen Apparates die optische Beschaffenheit der Krystalle genauer studiert. An einem klar durchsichtigen, wohlausgebildeten Krystall wurde zunächst auf der Tafelfläche völlig gerade Auslöschung konstatiert und derselbe am Kleinschen Drehapparate mit seiner Vertikalachse als Drehungsachse genau justiert; die von 10° zu 10° gemessenen Auslöschungsschiefen betrugen: 14°, 22°, 29°, 33°, 35°, 37½°, 38½°, 38½°, 39° im Durchschnitt von je drei Bestimmungen, also das normale Verhalten der monoklinen Pyroxene. Hierauf wurde der Krystall mit seiner Querachse als Drehungsachse justiert und konstatiert, daß in dieser Zone, soweit Auslöschung überhaupt vorhanden war, dieselbe stets genau symmetrisch erfolgte; das Mineral ist somit zweifellos monoklin. Nun wurde unter Beibehaltung dieser Justierung die Tafelfläche des Krystalls parallel zur Achse des Mikroskops gestellt und das zu den bisherigen Messungen verwendete Methylenjodid soweit verdünnt, daß der eingetauchte Krystall kaum mehr sichtbar war. Die Einstellung des Achsenaustrittes erforderte eine Drehung von genau 70° woraus unter Vernachlässigung der höchst geringen Unterschiede in der Lichtbrechung zwischen Krystall und Flüssigkeit und bei Zugrundelegung der gemessenen Auslöschungsschiefe sich ein optischer Achsenwinkel von zirka 62° ergibt, was ebenfalls mit dem Diopsid gut übereinstimmt, ebenso wie die äußerst geringe Dispersion, welche beide optische Achsen zeigen, infolge deren auch die geneigte Dispersion nicht erkennbar und die Auslöschung auf der Symmetrieebene schon im gewöhnlichen Licht scharf einstellbar ist. Endlich wurde die Lichtbrechung des verdünnten Methylenjodids zu 1·68 bestimmt, so daß also auch die mittlere Lichtbrechung genau mit derjenigen des Diopsids übereinstimmt.

Digitized by Google

Bemerkenswert ist, abgesehen von der anomalen krystallographischen Ausbildung, welche namentlich im Dünnschliff zu Schwierigkeiten Anlaß gibt, der verhältnismäßig große Gehalt an Mangan, welchem das Mineral wohl seine lichtrötliche Farbe verdankt, die völlige Abwesenheit der Tonerde und namentlich der hohe Gehalt an Kalk, welcher der höchste ist, der je in einem Diopsid bestimmt wurde, und der selbst über die Formel $Mg\ Ca\ Si_2\ O_6$, welche man gewöhnlich dem Diopsid beilegt, um zirka 3% hinausgeht. Trotzdem aber ist in den optischen Verhältnissen keine Änderung eingetreten, wie überhaupt Diopside von sehr verschiedener chemischer Zusammensetzung sich optisch ungewöhnlich gleichmäßig verhalten. Im Dünnschliff ist das Mineral völlig farblos, aber auch in dickeren Schichten, welche die lichtrosenrote Farbe deutlich erkennen lassen, ist keine Spur von Pleochroismus vorhanden. Die Spaltbarkeit scheint am besten nach der Querfläche ausgebildet, eine prismatische ist nur in Spuren vorhanden. Dagegen tritt namentlich in stark getrübten und besonders in den größeren, mit Salzsäure isolierten Krystallen die basische Absonderung besonders deutlich hervor.

Die großen, rein grünen Granatkrystalle, welche dieses Vorkommen begleiten, sind meist reine Dodekaëder und von ungewöhnlich vollkommener krystallographischer Umgrenzung. Im Schliff erscheinen sie anormal mit abwechselnden doppelbrechenden und isotropen Bändern, welche der Umgrenzung parallel verlaufen. In dieser Beziehung scheinen sich übrigens die sehr verschieden gefärbten Granate des Skarn von Moravicza sehr ähnlich zu verhalten, was gegenüber von Beobachtungen in anderen Gebieten betont zu werden verdient, speziell auch gegenüber den smaragdgrünen Krystallen im Serpentin von Dobschau, welche in der Hauptsache im Dünnschliff völlig farblos und dann isotrop erscheinen, oft aber einen kleinen, deutlich gelb gefärbten Kern enthalten, der soweit die gelbe Färbung reicht, deutliche, dodekaëdrische Felderteilung aufweist. Hier ist also mit einem Wechsel der Farbe auch eine Änderung der optischen Beschaffenheit verbunden. Wie gewöhnlich in granatführenden Kalken, ist dieses Mineral auch in den Vorkommen von Moravicza das jüngste der Neubildungen, das nur gegen den Kalkspat deutliche Krystallform zeigt.

München, Februar 1903.

Digitized by Google

XVII. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 9. Februar 1903 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institute. — Anwesend 30 Mitglieder.

Der Präsident v. Loehr gibt das Resultat der Konstituierung des Vorstandes für 1903 bekannt (vgl. Nr. 11) und hebt die Verdienste des ersten Präsidenten Hofrat Tschermak um die Gründung der W. M. G. und ihr Gedeihen in den ersten Jahren ihres Bestandes hervor. Der Antrag, den Dank der Gesellschaft hiefür auszusprechen, wird von der Versammlung mit Akklamation angenommen. Der Vorsitzende gedenkt ferner der Dienste, welche kgl. Rat Karrer als Kassier und Prof. Becke als Schriftführer der Gesellschaft geleistet haben.

Vorträge.

Herr Dr. R. Koechlin hält einen Vortrag „Über Zirkon".

„Herr Regierungsrat v. Loehr hat bei der Untersuchung von Zirkonen die Bemerkung gemacht, daß ein Teil derselben für Härte und spezifisches Gewicht Werte ergeben (H. = 6·5; sp. G. = 4·0—4·2), die niedriger sind als die, die gewöhnlich für den Zirkon angegeben werden (H. = 7·5; sp. G. = 4·4—4·7).

Aufgefordert, die Sache weiter zu verfolgen, konnte ich zunächst die Beobachtungen v. Loehrs bestätigen; weiters konnte auf qualitativ-chemischem Wege die Anwesenheit von Zirkonerde und Kieselsäure nachgewiesen werden. Diese Beobachtungen wiesen den fraglichen Steinen einen Platz in der Zirkongruppe an.

Digitized by Google

Man kennt eine Anzahl Glieder dieser Gruppe, die durch geringere Härte und niedrigeres spezifisches Gewicht ausgezeichnet sind, wie den Malakon, den Cyrtolit, den Oerstedtit u. s. w. Diese alle sind aber trübe, wasserhaltige Substanzen, Zersetzungsprodukte des Zirkons. Es war von vornherein klar, daß man es hier nicht mit solchen Zersetzungsprodukten zu tun habe, denn die betreffenden Steine sind weder wasserhaltig noch trübe und geben geschliffen sehr hübsche Schmucksteine.

Wenn nun beide, die leichten und die schweren Steine, unveränderte Zirkone sind, worin liegt der Grund der Verschiedenheit? Mit dieser Frage hat sich vor fast 40 Jahren schon Damour[1]) beschäftigt. Er hatte die Gewichte von 34 Zirkonen bestimmt, die er in einer Tabelle mitteilt, und hattte gefunden, daß sie von 4·043 bis 4·674 gehen. Die Analyse eines Steines vom spezifischen Gewicht 4·183 ergab nun die Zusammensetzung eines normalen Zirkons. Dieselben Resultate erhielten später auch andere Forscher wie Church.[2]) In chemischen Unterschieden scheint also die Ursache nicht zu liegen. Weiters berichtet Damour, daß ein Stein vom spezifischen Gewichte 4·183, bis zu beginnender Weißglut erhitzt, an absolutem Gewichte nichts verloren hatte, aber nun ein spezifisches Gewicht von 4·534 besaß. Wiederholte Versuche gaben das gleiche Resultat. Damour schließt daraus auf verschiedene molekulare Zustände derselben Zirkonsubstanz. Nun sollten noch die Brechungsquotienten verglichen werden. Senarmont hatte an einem Zirkone vom spezifischen Gewichte 4·636 erhalten:

$$\left.\begin{aligned}\omega &= 1{\cdot}92\\ \varepsilon &= 1{\cdot}97\end{aligned}\right\} \text{für rotes Licht.}$$

Descloizeaux fand nun an einem Zirkone vom spezifischen Gewichte 4·210

$$\left.\begin{aligned}\omega &= 1{\cdot}85\\ \varepsilon &= 1{\cdot}86\end{aligned}\right\} \text{für rotes Licht.}$$

Bei den leichten Zirkonen sind also die Brechungsquotienten niedriger und die Doppelbrechung bedeutend kleiner.

---

[1]) Damour, Note sur la densité des zirkons. Comptes rendus, Paris 1864, 58, pag. 154—159.

[2]) Geolog. Magazine, 1875, 2, pag. 322.

Digitized by Google

Es drängte sich Damour die Frage auf, ob nicht die leichten Zirkone von den schweren in der mineralogischen Klassifikation getrennt werden sollten. Wegen der gleichen Zusammensetzung und den vielen Abstufungen der spezifischen Gewichte sah er jedoch von einer Trennung ab.

Das hatte leider zur Folge, daß die Beobachtungen Damours wenig beachtet, vielfach ganz übersehen wurden. Obwohl auch später einzelne Forscher, wie Church[1]), ähnliche Resultate wie Damour erhielten, findet man in den meisten mineralogischen Lehr- und Handbüchern (mit Ausnahme von Dana) das spezifische Gewicht mit 4·4—4·7 angegeben, nur manchmal mit dem Zusatze „auch darüber und darunter". Insbesonders haben aber in den Edelsteinkunden Damours Beobachtungen keine Verwertung gefunden, so daß man heute nicht imstande ist, nach einem dieser Bücher einen von den leichten Zirkonen zu identifizieren.

Aus diesem Grunde schien es mir nicht ganz unwichtig, die Frage der Trennung nochmals zu untersuchen. Zu diesem Zwecke wollte ich über eine größere Reihe von Bestimmungen spezifischer Gewichte an Zirkonen verfügen. Es wurden die oben erwähnten Bestimmungen von Damour, dann jene von Church (bei Dana aufgeführt) verwendet und überdies machte ich selbst zirka 60 Bestimmungen[2]) an meist geschliffenen Zirkonen teils aus der Sammlung des Hofmuseums, teils aus jener von Herrn Regierungsrat v. Loehr.

---

[1]) l. c.

[2])

4·04 grün	4·24 gelbgrün	4·47 gelb	4·61 bräunlichrot
4·07 grün	4·27 grün	4·48 gelblich	4·64 rot (Krystall)
4·08 dunkelgrün	4·27 braungrün	4·50 grünlichbraun	4·64 rötl. (Gerölle)
4·09 hellgrün	4·27 grünlichgelb	4·53 rötlichgelb	4·64 gelbbraun
4·12 grün	4·29 grünl.(Gerölle)	4·53 gelb	4·66 braunviolett
4·15 lichtgrün	4·29 gelbgrün	4·54 gelbbraun	4·68 rotgelb
4·16 lichtgrün	4·35 gelbgrün	4·56 bläulich	4·68 gelblichbraun
4·17 grün (Gerölle)	4·38 gelbl. (Gerölle)	4·56 gelb	4·68 blaßviolett
4·20 grünl.(Gerölle)	4·39 gelbl. (Gerölle)	4·56 grünlichbraun	4·69 rötlichbraun
4·20 bräunlichgrün	4·39 gelbgrün	4·57 rötlich	4·69 gelborange
4·21 gelbgrün	4·40 orange	4·57 grünlichbraun	4·70 dunkelrot
4·22 dunkelgelb-grün	4·42 gelbl. (Kryst.)	4·59 bräunlichgelb	4·70 grünlichbraun
	4·44 bläulich	4·60 rotbraun	4·70 gelbbraun
4·23 dunkelgelb-grün	4·44 gelb	4·61 rötl. (Gerölle)	4·74 farblos
	4·46 gelbbraun	4·61 gelb	

Digitized by Google

Stellt man diese drei Bestimmungsreihen zu einer zusammen, die nun hundert Bestimmungen, u. zw. von 4·02—4·863 umfaßt, so zeigt sich, daß es zwei Stellen gibt, an denen sich die Bestimmungen häufen, und dazwischen eine, an der die Reihe abreißt. Teilt man die Zahlenreihe in gleiche Teile, u. zw. in Fünfhundertstelteile der Einheit und zählt, wie viele Bestimmungen auf jeden dieser Teile entfallen, so ergibt sich:

4·00 — 4·05	3	Bestimmungen
4·05 — 4·10	3	„
4·10 — 4·15	3	„
4·15 — 4·20	9	„
4·20 — 4·25	9	„
4·25 — 4·30	5	„
4·30 — 4·35	1	„
4·35 — 4·40	5	„
4·40 — 4·45	5	„
4·45 — 4·50	5	„
4·50 — 4·55	6	„
4·55 — 4·60	12	„
4·60 — 4·65	16	„
4·65 — 4·70	15	„
4·70 — 4·75	3	„

Man sieht, ein Maximum liegt bei 4·2, ein zweites bei 4·6, ein Minimum zwischen 4·30 und 4·35. Untersucht man weiters die Härte der Steine, so findet man, daß die leichten weicher sind als Quarz die schweren im allgemeinen härter, und daß die Grenze mit dem obigen Minimum zusammenfällt. Eine ähnliche Scheidung ergibt sich annähernd auch aus der Farbe. Von 32 Steinen, die leichter waren als 4·3, zeigten 29 grüne und nur 3[1]) andere Farben; von 68 Steinen, die schwerer waren als 4·3, hatten 7 grüne, hingegen 61 andere Farben.

Demnach war es mir nicht zweifelhaft, daß eine Trennung zwischen 4·30 und 4·35 vorgenommen werden müßte. Es sind zwar in beiden Teilen die Differenzen der Gewichte noch immer bedeutend,

[1]) Beobachtung von Damour.

Digitized by Google

aber man darf nicht vergessen, daß zwei Faktoren vorhanden sind, welche die Gewichte beeinflussen: erstens Einschlüsse und Poren (erniedrigend), zweitens Glühen[1]) (erhöhend). Diese beiden Faktoren ziehen die Gewichte nach beiden Seiten von den Maximis ab und verschleiern so die Grenze.

Immerhin bleibt noch der Teil der Reihe von 4·35 bis 4·55, der ein zwischen den beiden Maximis liegendes Glied darstellt, recht auffallend. Nun hat Herr Dr. Hlawatsch[2]) einen Schliff parallel der Hauptachse aus einem Zirkon vom spezifischen Gewichte 4·44 untersucht und gefunden, daß er sehr schönen Zonenbau zeigt, und daß Kern und Hülle verschiedene Doppelbrechung besitzen. Das scheint anzudeuten, daß man es in den mittleren Gliedern der Reihe mit isomorphen Mischungen aus den leichten und den schweren Zirkonen zu tun habe.

Obwohl die Ursache der großen Schwankungen einzelner physikalischer Eigenschaften der Zirkone noch gänzlich dunkel ist, wäre es mir doch aus praktischen Gründen angezeigt erschienen, die oben angegebene Trennung zu beantragen, um dadurch in klassifikatorischer Hinsicht eine vorläufige Ordnung zu schaffen. Eine Arbeit von Herrn S. Stevanović[3]), die soeben erschienen ist und dasselbe Thema behandelt, hält mich davon ab. Stevanović untersucht einen Zirkon vom spezifischen Gewichte 4·3 und findet in ihm eine zweiachsige Modifikation, die durch Glühen in den einachsigen normalen Zirkon vom spezifischen Gewichte 4·7 übergeführt wird. Ehe man eine Trennung in meinem Sinne vornehmen könnte, müßte doch festgestellt werden, wie sich die ganze Reihe in Bezug auf die Zweiachsigkeit verhält."

---

[1]) Da man es hier meist mit Schleifware zu tun hat, muß das Glühen mit in Rechnung gezogen werden.

[2]) Herr Dr. Hlawatsch hatte die Freundlichkeit, mir folgende Daten zur Verfügung zu stellen: Kern, Dicke des Schliffes 60 μ, Verschiebung im Babinetschen Kompensator 1600, Doppelbrechung 0·022; Hülle, Dicke 44 μ, Verschiebung 2200, Doppelbrechung 0·038.

[3]) Stevanović, Über einige Kupfererze und Beiträge zur Kenntnis der Zirkongruppe. Zeitschr. für Krystallographie, 1903, 37, pag. 235—256.

Digitized by Google

Herr F. Cornu hält einen Vortrag über Zeolithvorkommen des böhmischen Mittelgebirges.

„Ich werde mir heute erlauben, Ihnen einige Mitteilungen über mehrere neue Zeolithvorkommen des böhmischen Mittelgebirges zu machen, die ich bei einem längeren Aufenthalte in dem dortigen Gebiete aufzufinden die Gelegenheit hatte.

Schon dem älteren Reuß waren zahlreiche Vorkommen bekannt und zu Beginn des XIX. Jahrhunderts wurden die schönen Natrolithe von Salesl, die Apophyllite von Aussig und die Chabasite von Rübendörfel von dem damaligen Stadtarzt Dr. Stolz zu Aussig entdeckt. Zahlreiche Vorkommen sind in Zepharovich, Mineralog. Lexikon des Kaisertums Österreich, Wien, I, 1859, II, 1873, III, 1893, erwähnt. Bei der Überprüfung der dort vorfindlichen Angaben fand ich, daß eine Anzahl Mitteilungen sich auf andere Minerale beziehen dürften, als auf die dort angeführten. Bei der Anlage eines so umfassenden Werkes ist dies ja, da man sich oft nur auf die in der Literatur vorfindlichen Quellen beziehen kann, leicht erklärlich.

Dazu tritt noch der Umstand, daß die Bezeichnung der Berge und Fluren unter der dortigen Bevölkerung keine einheitliche ist. Mehrmals fand ich, daß ein und dasselbe Vorkommen unter zwei verschiedenen Bezeichnungen ein und desselben Fundortes angeführt wird.

Das Auftreten folgender Arten im böhmischen Mittelgebirge läßt sich mit Sicherheit konstatieren: Comptonit, Phillipsit, Chabasit, Analcim, Apophyllit, Natrolith, Zeophyllit, Heulandit, Gismondin. Von diesen treten am häufigsten auf Comptonit, Phillipsit und Chabasit, nicht selten Analcim, Natrolith und Apophyllit. Die übrigen erscheinen nur vereinzelt und können als Seltenheit bezeichnet werden, wie Gismondin, Heulandit.

Den Angaben über andere Arten, die sich im böhmischen Mittelgebirge finden sollen, muß man mit Mißtrauen begegnen. So beziehen sich die Mitteilungen über das Auftreten von Harmotom durchwegs mit Bestimmtheit auf Phillipsit, die über das Vorkommen von Skolezit (Aussig und Böhmisch-Leipa) höchstwahrscheinlich auf Natrolith. Die mir zu Gesicht gekommenen angeblichen Desmine aus dem Gebiet waren Comptonit.

Ich möchte nun einige neue von mir gemachte Funde besprechen. Die Belegstücke hiefür liegen zum größten Teile vor. Ich wende mich zuerst zu einem Vorkommen von

Digitized by Google

Gismondin.

Im III. Band des Mineral. Lexikons wird es unentschieden gelassen, ob als Fundort des Gismondins Salesl an der Elbe oder der gleichnamige Ort bei Großpriesen anzunehmen sei, da das Mineral „nach der Unterlage, einem Phonolithbasalte", von jeder der beiden Lokalitäten herstammen könne. — Ich fand das früher für Apophyllit gehaltene, von Schrauf und Seligmann als Gismondin erkannte Mineral unter den bekannten Zeolithen aus dem Steinbruch von Salesl a. E. und es erscheint nun diese Stelle als Fundort ermittelt. Der Gismondin tritt in kleinen, sehr scharfkantigen Krystallen auf, die in seltenen Fällen die Größe von 8 *mm* erreichen, deren Flächen eine deutliche Riefung zeigen und zum Teile glasglänzend, teils durch eine beginnende Zersetzung matt sind. Er erscheint entweder selbständig in kleinen ovalen Mandeln oder in Begleitung von Phillipsit, Comptonit und Analcim, niemals aber in Paragenese mit Natrolith. Das Mineral gehört an diesem Fundorte zu den größten Seltenheiten. Unter einigen hundert von Analcim, Phillipsit und Comptonit erfüllten kleinen Mandeln waren nur neun, auf denen sich Gismondinkrystalle vorfanden.

Sehr spärlich ist auch das Auftreten des

Stilbit.

Dieser kam in Begleitung von Phillipsit und Kalkspat in bis 5 *mm* großen Krystallen als Seltenheit im Leuzittephrit des Eulenberges bei Leitmeritz vor. Mir sind nur 2 Exemplare dieses Vorkommens bekannt. Das eine, welches hier vorliegt, stammt aus der Raffeltschen Sammlung und war als „Thomsonit von Eulenberge" bezeichnet. Das zweite mit kleineren Krystallen befindet sich in der Sammlung des Leitmeritzer Gymnasiums. Im I. Band des Mineralogischen Lexikons findet sich die Angabe vor, daß bei Schima roter Stilbit vorkomme. Wie ich mich überzeugt habe, handelt es sich hier um eine Verwechslung mit Rubellan.

Während Gismondin und Stilbit im Mittelgebirge zu den Seltenheiten gehören, treten zwei andere Zeolithe, Phillipsit und Comptonit, an sehr zahlreichen Fundorten und bisweilen in bedeutender Menge auf.

Digitized by Google

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF

Phillipsit.

Sowohl die Duppauer Berge als auch das böhmische Mittelgebirge sind reich an zum Teile recht schönen Phillipsitvorkommen, deren Mehrzahl im Mineralogischen Lexikon bereits erwähnt wird.

Bisher unbekannt waren Vorkommen von Salesl a. E., von Wannov, von Zirkowitz und vom böhmischen Bergel bei Milleschau. Von den drei ersten im Elbetal gelegenen Fundorten liegen Belegstücke hier vor. Bei Salesl findet sich der Phillipsit entweder selbständig, flache Mandeln innen auskleidend oder in Begleitung von Gismondin mit Analcim und Comptonit. Die milchweißen bis halb durchsichtigen Krystalle sind oft verhältnismäßig groß. Das Vorkommen ist kein seltenes.

Bei Zirkowitz erscheint der Phillipsit zusammen mit Natrolith, strahlig zusammengesetzte, kugelige Aggregate von lachsroter Farbe desselben überkleidend, in einem zersetzten Basalt.

Bei Wannov kommt er in Begleitung von Comptonit und Analcim, bei Milleschau in Paragenese mit den von dort bekannten schönen sattelförmig aneinander gereihten Comptonitindividuen (Hibsch b. Becke-Zeph. 93) in kleinen Krystallen vor, die die Gestalt eines Rhombendodekaeders nachahmen.

Der

Comptonit

ist entschieden das in den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges relativ am häufigsten auftretende Zeolithmineral. Fast an allen Fundorten anderer Zeolithe konnte ich auch das Vorkommen von Comptonit feststellen. Er gehört beinahe überall zu den jüngsten Bildungen. Auch als Perimorphose nach Kalkspat tritt er auf (bei Aussig). Bisher unbekannt waren die Vorkommen von Reichen bei Bensen, wo die kleinen wasserhellen Krystalle, die kugelige, äußerlich hyalitähnliche Aggregate bilden, sich in großer Menge in den Höhlungen und auf den Klüften eines zersetzten Basaltes finden, von Wellemin, wo eine ausgezeichnet grobstrahlige, ganz arragonitähnliche Abart auftritt (nach Mitteilung von Peiter in Wellemin) und von Rübendörfel, wo sich faserige Krusten oder Grüppchen undeutlicher Krystalle mit Chabasit auf einem Phonolith vorfinden.

Ich möchte hier noch eines sehr sonderbaren neuen Vorkommens des Comptonits von Salesl gedenken, dessen Auftreten an diesem

Digitized by Google

Fundorte übrigens schon seit längerer Zeit bekannt ist. Gruppen von Natrolithkryställchen werden von Comptonit überzogen; hie und da wird die Comptonitschicht von einem etwas längeren Natrolithkrystall durchbrochen. Aber auch diese heraustretenden Krystalle von unverkennbarem Natrolith zeigen an ihren Enden einen Übergang in Comptonit, an Stelle der bei Natrolith gewöhnlichen Pyramide (111) finden wir die gekrümmte Endfläche des Comptonits. Das Ganze macht, oberflächlich betrachtet, den Eindruck eines vollkommen einheitlichen Minerales.

Ähnliche Erscheinungen treten bei anderen Vorkommen von Comptonit, der ja überhaupt einer ganz außerordentlichen Vielgestaltigkeit fähig, gar nicht selten auf, nur dürften sie früher öfters nicht die richtige Deutung gefunden haben.

In der ehemals „Mesolith" benannten Substanz von Hauenstein haben wir z. B. ein ganz offenbares Analogon zu den Vorkommen von Salesl. Der „Mesolith" von Hauenstein zeigt weiße oder fleischrot gefärbte, oft ziemlich große, konzentrisch strahlige Aggregate. Schon frühe wurde der Umstand bemerkt, daß die einzelnen Halbkugeln an ihrer Oberfläche viel pelluzider sind als in ihrem Innern. Auch fiel die große Ähnlichkeit der äußersten Partie der einzelnen Sphäroide mit einer Gruppe dicht aneinander gedrängter Comptonitkryställchen auf und Rammelsberg, der das Vorkommen von Hauenstein analysierte, glaubte in der Tat die Identität mit Comptonit nachgewiesen zu haben, während Haidinger[1]) schon früher diesen sogenannten „Mesolith" für einen Natrolith mit einer Comptonitkruste erklärt hatte. Einige Vorkommen solcher dem Mesolith von Hauenstein völlig gleicher Aggregate von Natrolith und Comptonit sind mir auch noch aus dem böhmischen Mittelgebirge bekannt, so eines von Wittal bei Großpriesen (beschr. als Comptonit, Hibsch b. Becke-Zeph. Lex. 93, 74), welches hier vorliegt, und das vom Kreuzberg bei Leitmeritz, welches Raffelt in den Verh. d. geol. Reichsanst. 1882 erwähnte. Die innere Natrolithsubstanz der dort sich vorfindenden Sphäroide hielt Raffelt für zersetzten Comptonit. Der

Natrolith

selbst ist in unserem Gebiet zwar nicht selten, aber durchaus nicht so verbreitet wie der Comptonit. Bei Zirkowitz a. E. erscheint er in

[1]) Handbuch der Mineralogie, pag. 529, Wien 1845.

Digitized by Google

gelblich bis lachsrosa gefärbten halbkugeligen Aggregaten, die öfters innen hohl und ganz von kleinen glänzenden Phillipsitkryställchen überzogen sind. Bei Lellowa in der Nähe von Boreslau findet er sich in einem phonolithischen Gestein mit Apophyllit, Kalkspat und einem rosaroten oder grauen seifenartigen Mineral, welches an den Kanten durchscheinend, sehr weich und geschmeidig ist und ein Zersetzungsprodukt des Natroliths darstellt.

Dieses Mineral zeigt bisweilen an einzelnen Stellen noch die gelbroten Zonen des jetzt völlig veränderten Natroliths. Die rosarote Färbung rührt von Eisenoxyd her. Ähnliche Vorkommen sind es, die im Mineral. Lexikon als „Steatit" von Wannov (öl- und spargelgrün gefärbt), vom Kubackaberge (von gelbbrauner Farbe), vom Neubauerberge bei Böhmisch-Leipa (dunkellauchgrün), als Neolith von Böhmisch-Kamnitz aufgeführt werden und die fast immer in Begleitung von Zeolithen — meistens ist es Chabasit — erscheinen. Auch in Begleitung des sogenannten „Phakolithes" von Tschersing tritt eine solche Substanz, kleine Mandeln ganz ausfüllend, in großer Menge auf. — Ein sehr sonderbarer dichter Natrolith findet sich reichlich, auf Kluftflächen des Phonolith aufgewachsen, am Jedowin bei Lochtschitz. Das an manchen sogenannten „Krokalith" erinnernde Vorkommen ist gelbrot bis ziegelrot gefärbt, erhält bisweilen ein fast opalähnliches Aussehen und zeigt dann muscheligen Bruch. Die leichte Schmelzbarkeit und die Gallertbildung nach Begießen mit *HCl* lassen es als Natrolith erkennen. Der Umstand, daß sich das Entstehen der Gallerte beim Begießen mit Säure nicht an allen Stücken nachweisen läßt, deutet wohl auf eine beginnende Veränderung der ursprünglichen Substanz.

In Begleitung des Natrolithes von Lellowa fand ich, wie bereits erwähnt, auch Apophyllit. Die Krystalle erscheinen auf Kluftflächen oder in flachen Mandeln und sind meist zum Teile in Calciumkarbonat verwandelt. Dieser Umstand sowohl als auch die Paragenese und das Muttergestein erinnern lebhaft an das bekannte Zeolithvorkommen von Aussig. Die Krystalle zeigen die Flächen der Pyramide und des Prismas.

Ziemlich große Krystallformen von Ap., die völlig in $CaCO_3$ umgewandelt waren, fanden sich als Seltenheit in den Drusenräumen des Leuzittephrits vom Eulenberge bei Leitmeritz vor. Die Begleitminerale waren Phillipsit, Comptonit, Kalkspat.

Digitized by Google

Zum Schlusse möchte ich noch erwähnen, daß ich einige Stücke meines Materials der Liebenswürdigkeit der Herren Professor Al. Weinberg und Oberlandesgerichtsrat Frieser in Leitmeritz verdanke. Herr M. Lechner hat die Güte gehabt, mir 3 interessante Stücke seiner Sammlung zur Verfügung zu stellen.

Herr Prof. F. Becke hält einen Vortrag über Bestimmung der Dispersion der Doppelbrechung. Die Bestimmung der Größe der Doppelbrechung, Differenz der Brechungsexponenten für verschiedene Farben[1]), wird ohne Zweifel in der Folge zu den häufiger auszuführenden Messungen des mikroskopierenden Mineralogen und Petrographen gehören.

Der Babinetsche Kompensator ermöglicht es, diese Bestimmung mit Leichtigkeit auszuführen unter Anwendung irgend eines Lichtfilters, welches annähernd monochromatisches Licht liefert, wenn dasselbe nur hinreicht, um im Babinet die charakteristische Erscheinung, abwechselnd helle und dunkle Interferenzstreifen, hervorzurufen.

Die Bestimmung der mittleren Wellenlänge des aus dem Lichtfilter herauskommenden Lichtes kann mit dem Babinet selbst erfolgen. Im Babinetschen Kompensator kann man den Abstand zweier aufeinanderfolgender dunkler Streifen messen. Bei Beleuchtung mit *Na*-Licht sei derselbe ausgedrückt in Umdrehungen der Mikrometerschraube l_{Na}.

Diese Größe multipliziert mit einer noch zu ermittelnden Instrument-Konstanten C entspricht der Dicke d einer der Hauptachse parallelen Quarzplatte, welche einen Gangunterschied von einer Wellenlänge des *Na*-Lichtes hervorbringt. Diese Größen sind durch die Gleichungen verbunden:

$$l_{Na}\, C = d; \quad d\,(\varepsilon - \omega)_{Na} = \lambda_{Na} \quad . \quad . \quad . \quad (1$$

Hieraus läßt sich zunächst die Konstante C ermitteln.

$$C = \frac{\lambda_{Na}}{l_{Na}\,(\varepsilon - \omega)_{Na}} \quad . \quad . \quad . \quad (2$$

---

[1]) Vgl. C. Hlawatsch, Bestimmung der Doppelbrechung für verschiedene Farben an einigen Mineralen. Diese Mitteilungen, XXI, 107.

Digitized by Google

In dieser Gleichung sind alle Größen rechts bekannt.

Soll dann der Gangunterschied Γ gemessen werden, den eine Mineralplatte von der Dicke D und dem Unterschied der Brechungsexponenten $(\gamma—\alpha)$ im Na-Licht hervorbringt, so beobachtet man die Verschiebung, welche der Kompensationsstreif des Kompensators durch Einschaltung der Platte erfährt. Diese Verschiebung gemessen in Schraubenumdrehungen sei L_{Na}. Der entsprechende Gangunterschied ist dann:

$$\Gamma = L_{Na}\,(\varepsilon—\omega)_{Na}\,C$$

und da dieser andererseits gleich ist:

$$\Gamma = (\gamma—\alpha)_{Na}\,D$$

hat man:

$$(\gamma—\alpha)_{Na} = \frac{L_{Na}(\varepsilon—\omega)_{Na}\,C}{D} \quad . \quad . \quad . \quad (3$$

Statt der Konstanten C kann man auch ihren Wert aus 2 einsetzen und erhält:

$$(\gamma—\alpha)_{Na} = \frac{L_{Na}\,(\varepsilon—\omega)_{Na}}{D} \cdot \frac{\lambda_{Na}}{l_{Na}\,(\varepsilon—\omega)_{Na}} = \frac{L_{Na}\,\lambda_{Na}}{D\,l_{Na}} \quad . \quad . \quad . \quad (4$$

wo wiederum rechts lauter bekannte Größen stehen.

Nun werde die Beobachtung mit einem Lichtfilter angestellt, also in einem monochromatischen Licht, dessen λ unbekannt ist.

L_λ sei die Anzahl der Schraubenumdrehungen des Kompensators bei Einstellung des Kompensationsstreifens, ferner l_λ die Entfernung zweier dunkler Streifen im Kompensator bei derselben Beleuchtung. Es soll außer $(\gamma—\alpha)_\lambda$ auch die mittlere Wellenlänge λ des angewandten Lichtes ermittelt werden. Zunächst hat man nach (1

$$l_\lambda\,(\varepsilon—\omega)_\lambda\;C = \lambda$$

und hieraus

$$\frac{\lambda}{(\varepsilon—\omega)_\lambda} = l_\lambda . C \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad . \quad (5$$

Es kann also zunächst aus den Beobachtungsgrößen das Verhältnis zwischen der Wellenlänge λ und der Differenz der bezüglichen Brechungsindices von Quarz ermittelt werden.

Digitized by Google

Dieses Verhältnis ändert sich sehr stark mit der Wellenlänge, wie die hier folgende Tabelle zeigt, die nach den Angaben in Landolt und Börnsteins physikalischen Tabellen zusammengestellt ist.

	λ	$\varepsilon-\omega$	$\lambda:(\varepsilon-\omega)$
A	0·000759	0·00894	0·085
B	687	900	76
C	656	903	72
D	589	911	65
E	527	923	57
F	486	930	52
G	431	944	46
h	410	954	43
H	397	959	41

Trägt man die Wellenlänge und das Verhältnis $\lambda:(\varepsilon-\omega)$ in ein Koordinatennetz, so zeigt sich, daß $\lambda:(\varepsilon-\omega)$ fast genau eine lineare Funktion der Wellenlänge ist. Man kann daher λ berechnen, wenn $\lambda:(\varepsilon-\omega)$ gegeben ist. Die von mir aus der obigen Tabelle abgeleitete Formel lautet:

$$\lambda = \frac{\lambda}{\varepsilon-\omega} . 0{\cdot}00834 + 0{\cdot}000049$$

Noch zweckmäßiger und einfacher ist die Herstellung einer Zeichnung auf Koordinatenpapier, welche an der Kurve der Größe $\lambda:(\varepsilon-\omega)$ unmittelbar die zugehörige Wellenlänge λ ablesen läßt. Ist λ bekannt, so läßt sich dann nach (4 auch $(\gamma-\alpha)_\lambda$ nach folgender Formel berechnen:

$$(\gamma-\alpha)_\lambda = \frac{L_\lambda . \lambda}{D l_\lambda} .$$

Nach dieser Methode sind die Stärken der Doppelbrechung in dem Riebeckit und Ägirin im Gloggnitzer Forellenstein (Ortho-Riebeckitgneis) von Graf Keyserling bestimmt worden. (Diese Zeitschrift, Bd. XXII, pag. 122.)

Digitized by Google

Herr Hofrat O. v. Buschmann legt eine vollständige Suite der Eisenerzvorkommen von Nučic in Böhmen vor.

An der Ausstellung (Zeolithe aus Böhmen) beteiligte sich: das Hofmuseum, das mineral.-petrographische und das mineralogische Universitätsinstitut, die Privatsammlungen von M. Lechner, Dr. Focke, F. Cornu und Frl. von Hasslinger (Prag). Die Ausstellung gab eine ausgezeichnete Übersicht der böhmischen Zeolithvorkommen. Neue bis dahin nicht oder weniger bekannte Vorkommen sind in dem Vortrag von H. F. Cornu berücksichtigt. Bemerkenswert ist noch ein Stück Desmin von Schlaggenwald aus der Sammlung Lechner. Das auch in Zepharovichs Mineral. Lexikon erwähnte Vorkommen ist zweifellos Albit.

Monatsversammlung

am 9. März 1903 im mineralogisch-petrographischen Institut.
Anwesend 30 Mitglieder.

Der Präsident v. Loehr hält dem verstorbenen Mitglied M. Lechner einen kurzen Nachruf, in welchem er seine Verdienste als Sammler und als warmer Förderer der W. M. G. hervorhebt. Die Anwesenden erheben sich zum Zeichen der Trauer von ihren Sitzen.

Dr. Focke macht Mitteilung von dem Beitritte der Herren:

Dr. Karl Baumgartner, Supplent, Wien (a. o.),
Fräulein Berta Jaksch, Lehrerin, Prag-Smichow,
Dr. Gustav Nowak, Gymnasialprofessor, Leitmeritz,
Dr. W. Petraschek, Sektionsgeologe, Wien.

Ferner berichtet er über Bücherspenden, welche der Bibliothek gewidmet wurden von den Herren Reg.-R. v. Loehr, Dr. Perlep, B. Popoff.

Vorlage von Einsendungen.

Herr Matejowitz, Waltsch. Eine Kollektion von Hyalithen und von Eruptivgesteinen aus der Gegend von Waltsch.

Herr Krahuletz, Eggenburg. Mehrere schöne Exemplare von Amethyst aus einem Pegmatitgang bei Eggenburg. Die Amethyste zeigen schönen Schichtenbau in dunkler und heller gefärbten Schichten und zumeist keine ausgebildeten Krystallformen. Sie ähneln sehr den von Maissau bekannten Amethysten aus dem Granitit. Die Stücke sind Eigentum des Krahuletz-Museums in Eggenburg.

Digitized by Google

Herr F. Cornu. Uranothallit auf Antozonit von Joachimsthal (neues Vorkommen).

Vorträge.

Hofrat Tschermak hält einen Vortrag: „Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform." Der Inhalt erscheint als Abhandlung in Bd. 22, Heft 5/6 der Min. u. petr. Mitt.

R. Köchlin legt neue Minerale vor:

Baumhauerit (R. H. Solly, Min. Mag. 1902. 13. 151 und Zeitschr. für Krystallographie, 1903. 37. 321). Ein neues Glied aus der Gruppe der Bleisulfarsenite des Binnentales von der Zusammensetzung $H\,Pb\,S\,.\,3\,As_2\,S_3$; Monoklin; $a:b:c = 1{\cdot}136817:1:0{\cdot}947163$, $\beta = 82^0\ 42^3/_4'$. Die Krystalle ähnlich denen von Dufrenoysit und Jordanit; von ersteren durch die schiefe Entwicklung der Zone (100—001), von letzteren durch die Strichfarbe zu unterscheiden. Die Krystalle manchmal bunt angelaufen. Vollkommene Spaltbarkeit nach (100); Zwillingsbildung nach (100) und $(76\bar{1})$. Härte = 3, spezifisches Gewicht = 5·33, Strich rötlich-braun. Baumhauerit findet sich zusammen mit den anderen Bleisulfarseniten in dem weißen Dolomit im Bette des Lengenbaches im Binnental.

Nach Solly stellt sich die Gruppe folgendermaßen dar:

		Sp.-Gew.	Krystallsystem	Strich
Skleroklas .	$Fb\,S\,.\ As_2\,S_3$	4·98	rhombisch	rötlich-braun
Baumhauerit.	$4\,Pb\,S\,.\,3\,As_2\,S_3$	5·33	monoklin	„
Rathit. . .	$3\,Pb\,S\,.\,2\,As_2\,S_3$	5·42	rhombisch	„
Dufrenoysit .	$2\,Pb\,S\,.\ As_2\,S_3$	5·5—5·6	monoklin [1])	„
Jordanit . .	$4\,Pb\,S\,.\ As_2\,S_3$	6·38—6·41	monoklin	schwarz.

Anschließend seien zwei den obigen nahestehende Mineralien aus dem Binnentale erwähnt, die aus Materialmangel noch nicht vollständig untersucht sind:

Liveingit (Solly, Proc. Cambridge Phil. Soc. 1901. 11. 239) soll die Zusammensetzung $5\,Pb\,S\,.\,4\,As_2\,S_3$ haben und monoklin sein; würde also zwischen Skleroklas und Baumhauerit einzureihen sein und

Seligmannit (Baumhauer, Sitzb. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin, math.-phys. Klasse, 1901, VI, 110 und 1902. XXVIII. 611). Kleine Krystalle homöomorph mit Bournonit, noch nicht analysiert. Es

[1]) Wurde früher für rhombisch gehalten.

Digitized by Google

wird vermutet, daß er die dem Bournonit entsprechende *As*-Verbindung sei.

Rickardit (W. E. Ford, American Journal, 1903. 15. 69), ein neues Kupfertellurid von der Zusammensetzung $Cu_4 Te_3$, derb, ausgezeichnet durch eine tief rot-violette Farbe, die keine Anlauffarbe ist. Härte = 3·5, spezifisches Gewicht = 7·54.

Rickardit bildet kleine Linsen in Gängen, die hauptsächlich Pyrit führen. Begleiter sind gediegen Tellur (große Massen), Petzit, Berthierit und ein dem Roscoelit ähnlicher Glimmer. Benannt nach T. A. Rickard, Herausgeber des Engineering and Mining Journal von New-York.

Artinit (Brugnatelli, Zentralblatt f. Min. etc. 1903, Nr. 5, 144), zierliche, schneeweiße Schüppchen oder kugelige, radialfaserige Aggregate auf Peridotit; aus den Asbestgruben von Val Brutta und Franscia, Lanternatal, Veltlin. Zusammensetzung: $Mg\,CO_3 . Mg\,(OH)_2 . 3\,H_2O$. Dem Äußeren nach dem Hydromagnesit von Kraubat ($3\,Mg\,CO_3 . Mg\,[OH]_2 . 3\,H_2O$) sehr ähnlich; chemisch am nächsten dem Hydrogiobertit $(Mg\,CO_3 . Mg\,[OH]_2 . 2\,H_2O)$, der aber ein Gemenge ist. Nach dem optischen Verhalten ist der Artinit rhombisch. Spez. Gewicht = 2·028, Härte = 2.

Kalgoorlit Pittmann $Hg\,Au_2\,Ag_6\,Te_6$ und Coolgardit Carnot $(Au, Ag, Hg)_2\,Te_3$, beide aus den Gruben von Kalgoorlie im Ost-Coolgardie-Goldfeld von West-Australien haben sich nach der Untersuchung von Spencer (Min. Mag. 1903. 13. 268) als Gemenge erwiesen. Kalgoorlit besteht aus Coloradoit, Petzit und Tellur; Coolgardit aus Coloradoit, Petzit, Calaverit und Sylvanit.

Ausstellung: Beryll.

Die Zugehörigkeit der ausgestellten Stücke zu den einzelnen ausstellenden Sammlungen ist durch folgende Zeichen kenntlich gemacht:

K. k. naturhistor. Hofmuseum H.
Mineralogisch-petrographisches Universitätsinstitut U P.
Kollektion E. von Klepsch K.
„ Kürschner Kü.
„ Dr. Perlep P.
„ Weinberger W.

Vorkommnisse aus der sudetischen Masse.

Bodenmais. Großer Krystall von gem. Beryll 26 : 17 : 15 *cm* aus Pegmatit: U P. Von anderen Fundorten war gemeiner Beryll ausgestellt von: Marbach b.

Digitized by Google

Rastenfeld N.-Ö. (H), Neumarkt b. Freistadt O.-Ö. (H), Groß-Mechow b. Ronsperg, Böhmen (H). Von Marschendorf lagen vor kleine gelbgrüne Krystalle in amphibolführendem Gneis (H), grünliche säulenförm. Kryst. in Pegmatit (UP). Von Ullersdorf hellgrüne lange Säule in körnigem Quarz (H). Waldenstein, Altvatergebirge, Schlesien, kleine bläuliche Säulchen in Pegmatit (H).

Schlaggenwald, Böhmen: Hellblauer Krystallstock in Quarz (H). Weiße Säulen mit Basis eingewachsen in Nakrit (UP). Pisek: Eine prächtige Kollektion dieses schönen Vorkommens: große durchsichtige korrodierte, weingelbe, gelbgrüne, hellgrüne Krystalle, z. T. begleitet von Bertrandit in Feldspat stellte Dr. Perlep aus; eine lose, 12 *cm* lange, gelbgrüne abgebrochene Säule das Hofmuseum.

Vorkommen aus den Alpen.

Großarl, Salzburg: Trübe graugrünliche Säule in Quarz (UP). Rathausberg, Salzburg, himmelblaue Krystalle in Granitgneis (H). Habachtal: Grüner Smaragd im Glimmerschiefer (H, P, W). Hollersbachtal, Bettelschart, weißlichgrüner Beryll in dunklem Glimmer (H). Abichl, Sulzbachtal: Tiefblaue Säulen in Quarz (P, UP). Pfitschtal: Hellblaue, ziemlich große Krystalle in Quarz (H).

Andere europäische Vorkommen.

Elba, San Piero: Blaßrosa, kurzrautenförmige Krystalle auf Feldspat neben Rauchquarz und Turmalin (W); ähnlich von grüner und himmelblauer Farbe, ferner himmelblaue tafelige Krystalle (H). Chanteloube bei Limoges, Frankreich: Weingelber durchsichtiger Krystall, leicht geätzt; weißlichgrüner Krystall, stark geätzt, mit anhaftendem Kaolin (H).

Snarum, Norwegen: Hochsmaragdgrüne Krystall-Aggregate in Pegmatit (H). Holma, Schweden: Apfelgrüner großer Krystallstock (UP).

Ural und Sibirien.

Takowaja. Ein großes Stück Smaragd, mehrere Individuen parallel verwachsen, durchsichtig und ein kleinerer beiderseits ausgebildeter Krystall mit vertiefter Basis (K). Ein ähnlicher Krystall (W).

Mursinka. Grünlichgelbe säulenförm. Krystalle mit Basis eingewachsen in eisenschüssigem Ton; blaßgrüne, stark geriefte Aquamarine; durchsichtige weingelbe Krystalle, Prisma und Basis glatt, Pyramidenflächen matt; sämtlich (K). Schöne, 10 *cm* lange, 3 *cm* starke hellgrüne Säule, beiderseits mit Basis, vollständig mit Ätzflächen bedeckt (W).

Ebensolche parallel verwachsene Krystalle von gelbgrüner Farbe, mit gerieften Prismen- und glatten End- und Pyramidenflächen (P). Hellgrüne, parallel verwachsene Krystalle mit schönen Kombinationsflächen (Kü). Sehr schöne licht gelblichgrüne Krystalle mit reicher Kombination *u p o c m*. (H). Ferner weingelbe stark geätzte, abgebrochene Krystalle (H).

Alabaschka. Langsäulenförmige, gelbgrüne Krystalle mit glatten Flächen (H).

Godolnylog: Aquamarin (UP).

Nertschinsk. Ein Krystall, $6^1/_2$ *cm* lang, nadelförmig, gelbgrün mit starker Längsriefung und Ätzflächen an der Endigung (K). Hellgrün, szepterförmig, reich kombiniert (H).

Digitized by Google

Adun-Tschilon. Schöne, säulenförmige Krystalle mit Schichtenwachstum, bläulichgrüner Kern von trüber gelblichgrüner Hülle umgeben (K). Schöne Aquamarine, nadelförmig, glattflächig, flächenreich (P), (U P). Weingelb mit reicher Kombination (U P). Bläulichgrüner, durchsichtiger Krystall (Kü).

Altai. Himmelblauer Aquamarin zeigt auf der Basis isomorphe Schichtung (H).

Amerika:

Portland, Conn. Gemeiner Beryll, Säule und Basis (U P). Monroe, Conn. Grünlichblaue säulenförmige Krystalle in Quarz in $1^1/_2$ *cm* lange, verschobene Stücke zerbrochen (H).

N.-Carolina: Rays Mica Mine Faucy Co., große Krystalle von gem. Beryll. Keever-Land, Alexander Co. Beiderseits ausgebildete Krystalle, trüb honiggelb. Emerald an Hiddenit Mine, Alexander Co. Tafelige weiße, eingewachsene Krystalle und Smaragd etwas geätzt, auf einer Basis mit Rutil besetzt (H).

Muso, Columbia: Smaragd von tiefgrüner Farbe mit Parisit und Calcit (H).

Brasilien. Bruchstück von Aquamarin als Gerölle (H). Quellengebiet des R. S. Matthaeus, Minas novas: Edler Beryll hellgelb, kurzsäulenförmig bis tafelig mit Einschlüssen von Ankerit und feinen Ätzflächen (P).

Künstlicher Smaragd, dargestellt von Hautefeuille, Paris (U P).

Besuch des k. k. Hauptmünzamtes am 23. März 1903.

An demselben beteiligten sich 24 Mitglieder der W. M. G., welche in zwei Partien unter der liebenswürdigen Leitung der Herren Vice-Direktor Oberbergrat Steuer und Oberwardein Karl Kronfuss geführt wurden.

Ausgehend von dem Maschinenhaus, von welchem aus fast sämtliche Maschinen des Münzgebäudes mit Dampf betrieben werden, konnte man den Werdegang einer Münze genau verfolgen.

In der Schmelze, wo gerade Silber in Bearbeitung stand, wird das flüssige Metall in stählerne Formen gegossen, worin es zu sogenannten Zainstäben erstarrt. Diese kommen zur weiteren Bearbeitung in die Zainwalzwerke und erhalten dort die für die einzelnen Münzgattungen entsprechende Breite und Dicke. Nach einer nochmaligen Glühung gelangen die Zaine zur Durchstoßmaschine, welche aus ihnen die einzelnen Münzplatten (je nach ihrer Größe eine oder drei auf einmal) schlägt. Da die Münzplatten nur selten genau das verlangte Gewicht zeigen, müssen sie justiert werden. Das Ausmustern geschieht im Prägesaal teils auf einfachen, leicht gehenden Justierwagen durch Handbetrieb, teils mit den prächtigen, automatisch wirkenden Justierwagen von Seiß in Atzgersdorf, welche die Platten nach ihrem Gewichte sortieren.

Durch eine weitere Maschine wird nun zuerst der Rand und die Umschrift erzeugt, worauf in der Prägemaschine der beider-

Digitized by Google

seitige Aufdruck hergestellt wird. Schließlich werden die fertigen Münzen noch auf ihre Fehlerfreiheit durchgesehen und gelangen zur Verpackung.

Auch die Prägung von Medaillen und deren matte Adjustierung mittels Sandgebläses wurde gezeigt, ferner Silber- und Goldbarren, die Methoden zur Bestimmung des Feingehaltes etc.

Nach 2stündigem Aufenthalte verließen die Teilnehmer hochbefriedigt von dem Gesehenen die Anstalt.

Monatsversammlung

am 6. April 1903 im mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut.
Anwesend 20 Mitglieder.

Vorlage von Einsendungen:

Prof. Weinschenk, München. Ein neues manganhaltiges Diopsidvorkommen von Morawitza, Banat. Beschreibung erscheint in Min. petr. Mitt., Bd. 22, Heft 3/4.

Vorträge.

Herr Prof. A. Sigmund hält einen Vortrag über die Gesteine des Eruptivgebietes von Gleichenberg, unter Vorführung von Lichtbildern, Dünnschliffe der hauptsächlichsten Typen von Eruptivgesteinen und Landschaftsbilder darstellend. Anschließend hieran besprach Herr Prof. Becke die chemische Zusammensetzung der Gleichenberger Eruptivgesteine, welche eine interessante Mittelstellung zwischen den Gesteinen des böhmischen Mittelgebirges und des ungarisch-siebenbürgischen Andesitgebirges einnehmen.

Man erhält folgende Zusammensetzung:

Grenzen von	Mittelgebirge			Gleichenberg			Ungarn-Siebenbürgen		
a—f	*a—f*	*c*	*Si*	*a—f*	*c*	*Si*	*a—f*	*e*	*Si*
≧ 10	10	0	51·3	10·6	3·0	69·5[1])	11·3	1·8	70·9
5 bis 10	7·9	2·2	56·2	—	—	—	—	—	—
0 bis 5	1·9	1·6	51·2	—	—	—	2·9	3·8	66·2
0 bis — 5	— 3·1	2·1	50·1	— 2·3	3·7	56·9[2])	— 3·0	4·6	61·0
— 5 bis —10	— 8·5	2·4	46·4	—	—	—	— 7·5	4·3	54·3
—10 bis —15	—12·6	2·0	41·9	—10·3	2·5	42·8[3])	—11·7	4·3	48·9
> — 15	—15·3	1·7	42·7	—	—	—	—	—	—

[1]) Rhyolith, Schaufelgraben.
[2]) Mittel dreier Andesite.
[3]) Mittel von Nephelinit und Basanit.

Digitized by Google

Diese Mittelstellung tritt zahlenmäßig hervor, wenn man nach dem Vorschlag von Osann die Mengen von *a, c, f* berechnet und die Differenz *a—f* mit *c* und mit der Atomzahl für *Si* in Vergleich setzt.

Besonders auffällig ist die Mittelstellung bei den Andesiten, die von den ungarisch-siebenbürgischen durch gelegentlichen Olivin- und Sanidingehalt abweichen.

Ausstellung: Granat.

Unter den zur Ausstellung gelangten Stufen des Hofmuseums wurden von Herrn Dr. Koechlin als bemerkenswert hervorgehoben:

Grossular von Jordansmühle, Dognacska-Moravitza. Sehr schön ist eine Stufe von Auerbach a. d. Bergstraße, welche Grossular derb, gangförmig zwischen Wollastonit im grobkörnigen Marmor zeigt. Große Krystalle von der Dominsel bei Breslau. — Hessonit von Elba in Oktaedern und in reichen Kombinationen. — Romanzowit Finnland, derb. — Pyrop in Serpentin von Mähren, in Opal von Meronitz, lose von N.-Carolina. — Spessartin von Pfitsch, derb, Aschaffenburg, Nathorp. Hübsche Krystalle von Bakersville (110) (211) werden als Spessartin ausgegeben, sind jedoch nicht geprüft. — Almandin Zillertal, Schneeberg. — Gemeiner Granat von Dognacska und Morawitza. Von letzterem Fundort liegen nette Rhombendodekaeder vor mit dunklem Kern und hellerer Oberflächenschichte, welche an den Kanten als durchsichtige Leisten mit schönem Goldglanz hervortritt.

Grüner Granat von Dobschau. Unsicherer Stellung mit Spuren von Mangan ist eine Stufe vom Habachtal (in der Scharn), welche (100)-Flächen zeigt. — Interessant sind ferner Pseudomorphosen nach Granat von Ronsperg, die aus Glimmer bestehen. — Kolophonit — Aplom — Pyrenaeit in grauem Kalk. — Topazolith — der sogenannte Yelletit von Rimpfischwäng — Melanit von Pfitsch. — Demantoid.

Über die vom Mineralogisch-petrographischen Universitäts-Institut ausgestellten Stufen berichtet Herr Dr. Focke unter Hervorhebung folgender Stücke: Grossular (211), Wilui und Dognacska. — Granat. Ronsperg (211). — Almandin, Zillertal (110). — Topazolith, Ala. — Kalkeisengranat vom Achmatowsk. — Hessonit in Muscovit eingewachsen, Schinderhügel bei Marschendorf, Mähren; Hessonit, Hollersbachtal, matt (211) glatt (110). — Ein schönes Stück Serpentin mit Pyrop und Kelyphithülle vom Gurhoftal, N.-Ö. — Ferner wurde vorgelegt: Granat im Granulit von Göttweih, der *Ti*-haltige Jiwaarit im Ijolith von Alnö und *Ti*-haltiger Granat als Kontaktmineral, Schmalenberg, Harz.

Herr Dr. F. Perlep hatte ausgestellt: ein sehr schönes Exemplar Uwarowit von Bissersk, schwarzen Granat von der Scharn im Hollersbachtal, Spessartin von Harstigens, Pajsberg; Almandin, Ötztal, Pflersch und Arendal; sehr interessante, nach einer vierzähligen Achse verzerrte nadelförmige Krystalle von Hessonit aus dem Alatal, Mussaalpen; Demantoid von Toldnewoja.

Herr Prof. Dr. Kürschner hat ausgestellt: Hessonit, St. Gotthard, Friedeberg, Schlesien; Almandin: einen sehr merkwürdigen platten Krystall, eingewachsen in Muskovit von Haddam, Conn. Rote, braune und schwarze sitzende Krystalle vom

Digitized by Google

Zillertal. Derben Allochroit von Blauda. Pyrop in Serpentin von Dlaschkowitz, böhm. Mittelgebirge.

Herr Dr. C. Hlawatsch stellte aus: Grossular von Camp Res Ariège, Pyrenaeit vom Cirque d'Arbizon.

Herr Hans Karabaček: hessonitartigen Granat von der Scharn, Hollersbachtal und Almandin (211) eingewachsen in Magnetkies von Schneeberg, Tirol.

Herr Reg.-R. von Loehr legte eine reiche Kollektion geschliffener Granaten vor. Am häufigsten kommt in den Handel der geschliffene Pyrop aus Böhmen. Demnächst die Almandine aus Indien, die eine ziemliche Größe erreichen und so wie der böhmische Pyrop niedrig im Preise stehen. Geschätzter sind die ins Violblaue gehenden indischen Granaten. Bei lichter Färbung werden sie häufig als Rubin ausgegeben. Der Kaprubin ist gleichfalls ein dem Pyrop nahestehender Granat aus Südafrika. Sehr häufig ist die Fälschung des Hyacinth durch Hessonit. Manche Spessartine haben geschliffen eine nicht unangenehme gelblichrote Farbe. Demantoid ist selten in schleifwürdigen Stücken; dem Publikum wird er meist als Chrysolith verkauft.

Besichtigung der Ausstellung niederösterr. Minerale im Hofmuseum.

Dieselbe fand am 20. April 4 Uhr nachm. statt und hatten sich 16 Mitglieder d. W. M. G. dazu eingefunden. Prof. Berwerth begrüßte die Erschienenen und wies in seiner Ansprache auf die Entstehung und Ausgestaltung dieser Ausstellung hin (W. M. G. Sigmund, Wachter). Hierauf fand die Besichtigung statt, wobei Prof. Berwerth auf die wichtigsten Vorkommen aufmerksam machte und entsprechende Erläuterungen gab.

Reg.-R. Loehr dankte Herrn Prof. Berwerth für seine freundlichen Ausführungen und gab der Hoffnung Ausdruck, daß die W. M. G. noch öfter Gelegenheit finden wird, bei dem guten Einvernehmen, das mit dem Hofmuseum herrscht, zu ähnlichen Veranstaltungen Anlaß zu geben und hiebei mitzuwirken.

Digitized by Google

XVIII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Agamennone G.: Sopra un modello di registratore sismico a piccola velocità. — Boll. d. Soc. Sism. Ital. Vol. VIII, 1902.

Becker August: Krystalloptik. — Ferdinand Enke, Stuttgart 1903.

Benedicks Karl: Über das Verhalten des Kanadabalsams in Dünnschliffen. — Bull. of the Geol. Inst. of Upsala. No. 10, Vol. V, Part 2, 1901.

Goldschmidt V.: Über Winkelprojektionen. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVI, 4. Heft, 1902.

Derselbe: Zur Theorie und Diskussion der Viellinge. — N. Jahrb. f. Min. etc. Beilage-Bd. XV, pag. 562—593, 1902.

Jaeger F. M.: Krystallographische Untersuchungen an einer Reihe organischer Verbindungen. — N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1903.

Johnsen A.: Bemerkungen zum Krystallvolumen. — Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 10, 1902.

Derselbe: Quarzzwilling nach P 2 von Annaberg i. S. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 649—651, 1902.

Klein C.: Totalreflektometer mit Fernrohrmikroskop. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin. Phys.-math. Kl. XXX, 1902.

Meyerhoffer W.: Über tetragonale Doppelsalze mit besonderer Berücksichtigung des Kainits. — Zeitschr. f. anorg. Chemie. Bd. XXXIV, 1903.

Mügge O.: Die regelmäßigen Verwachsungen von Mineralen verschiedener Art. — N. Jahrb. f. Min. etc. Beilage-Bd. XVI, pag. 335—475, 1903.

Prior G. T.: Note on a connexion between the molecular volume and chemical composition of some crystallographically similar minerals. — Vol. XIII, No. 61, 1903.

Rinne F.: Beitrag zur Kenntnis der Umformung von Kalkspatkrystallen und von Marmor unter allseitigem Druck. — N. Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1903.

Derselbe: Verwandtschaft von Bromradium und Brombaryum in krystallographischer Hinsicht. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 134—141, 1903.

Viola C.: Die Minimalablenkungen des Lichtes durch doppelbrechende Prismen und die Totalreflexion der optisch zweiachsigen Krystalle. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, 4. Heft, 1903.

Digitized by Google

Mineralogie.

Goldschmidt V. und H. Philipp: Pyrit von Csetras. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVI, pag. 386, 1902.

Klein C.: Apatit (Moroxit) vom Flusse Swakop, Südwestafrika. Pyromorphitzwilling nach 2 P (20$\bar{2}$1) von Friedrichssegen bei Ems. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 748—749, 1902.

Melion Josef: Betrachtungen über kugelförmige Mineralien. — Brünn 1903.

Neuwirth Vinzenz: Neue mineralogische Mitteilungen über die Umgebung von Zöptau. — Verh. des naturforsch. Ver. in Brünn. Bd. XL.

Penfield S. L. and Hillebrand: Some Additions to the Alunie-Jarosite Group of Minerals. — Americ. Journ. of Science. Vol. XIV. September 1902.

Prior G. T. and Coomáraswámy A. K.: Serendibite, a new borosilicate from Ceylon. — Miner. Mag. Vol. XIII, No. 61, 1903.

Sigmund Alois: Die Sammlung niederösterreichischer Minerale im k. k. naturhistorischen Hofmuseum. — Gerold, Wien 1903.

Slavik F. und J. Fišer: Datolith unterhalb Lištic bei Beroun. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 229—235, 1903.

Spezia Giorgio: Note mineralogiche sopra alcuni materiali dell' isola del principe Rodolfo. — Opera osserv. scient. eseq. dur. la Sped. polare de S. A. Luigi Amedeo di Savoia duca de gli Abruzzi 1899—1900.

Termier M. Pierre: Sur la célestine du Djebel Kabbouch et du Djebel Bezina (Tunisie). — Bull. d. l. soc. franç. d. min. Novembre 1902.

Derselbe: Sur la néotantalite, espèce minérale nouvelle. — Bull. d. l. soc. franç. d. min. Mars 1902.

Zambonini F.: Amphibol von Cappuccini di Albano. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, 4. Heft, 1903.

Derselbe: Beiträge zur Mineralogie Piemonts. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 78—84, 117—124, 1903.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Baltzer A.: Die granitischen Intrusivmassen des Aarmassivs. — N. Jahrb. f. Min. etc. Beilage. Bd. XVI, pag. 292—324, 1903.

Bergeat A.: Die Produkte der letzten Eruption am Vulkan S. Maria in Guatemala (Oktober 1902). — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 112—117, 1903.

Derselbe: A. Stübels Untersuchungen über die Eruptionszentren in Südamerika. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 718—725, 1902.

Derselbe: Nachtrag zu K. Sappers Aufsatz: Über die jüngsten Ereignisse am Vulkan Izalco. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 129, 1903.

Brun A.: Basalte du Stromboli et point de fusion des minéraus. — Arch. des sc. phys. et nat. Quatrième période. XIII, pag. 85 a 87. Janvier 1902.

Derselbe: Excursion géologique du Stromboli. — Arch. des sc. phys. et nat. Quatrième période. Juillet 1901.

Credner H.: Die vom Wiechertschen astatischen Pendelseismometer der Erdbeben-Station Leipzig während des Jahres 1902 registrierten Nahbeben. — Ber. d. math.-phys. Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig. 1903.

Digitized by Google

D'Achiardi Giovanni: Metamorfismo sul contatto fra calcare et granito al posto dei cavoli S. Piero in Campo (Elba). — Atti della Società Toscana di Scienze Nat. Pisa. Memorie. Vol. XIX.

Daly Reginald A.: The Mechanics of Igneous Intrusion. — Americ. Journ. of Science. Vol. XV, April 1903.

Dervis Véra: Sur les laccolites du flanc nord de la chaine du Caucase. — Compt. rend. Jänner 1903.

Duparc M. Louis: Sur l'origine de la coupure transversale de la Kosva (Oural du Nord). — Compt. rend. Dezember 1902.

Duparc Louis: Les gisements platinifères de l'Oural. — Arch. des Sc. phys. et nat. Genève. Quatrième période. T. XV, Janvier 1903.

Duparc L., Mrazec L. et Pearce F.: Sur l'existence de plusieurs mouvements orogéniques successifs dans l'Oural du Nord. — Compt. rend. März 1903.

Dieselben: Le dévonien inférieur de la région de la Kosva (Oural du Nord). — Compt. rend. Februar 1903.

Etzold Franz: Das Wiechertsche astatische Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig und die von ihm gelieferten Seismogramme von Fernbeben. — Ber. d. math.-phys. Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig, pag. 283—326, 1902.

Derselbe: Die von Wiecherts astatischem Pendelseismometer in der Zeit vom 15. Juli bis 31. Dezember 1902 in Leipzig gelieferten Seismogramme von Fernbeben. — Ber. d. math.-phys. Kl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig, pag. 22—38, 1903.

Fabian Konrad: Über einige Porphyrite und Melaphyre des Fassa- und Fleimsertales. — Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, pag. 122—156, 1902.

Fouqué M. F.: Les analyses en bloc et leur interprétation. — Bull. d. l. soc. franç. d. min. Décembre 1902.

Garland Al.: La industria del petróleo en el Perú en 1901. — Bol. del Cuerpo d. Ing. d. Min. d. Perú. No. 2, 1902.

Gentil Louis: Esquisse stratigraphique et pétrographique du Bassin de la Tafna (Algérie). — Alger, Adolphe Jourdan, 1902.

Geological Map of the Japanese Empire on the scale of 1 : 1,000.000. — Imperial Geolog. Surv. of Japan, 1902.

Hamberg Axel: Sarjekfjällen. En Geografisk Undersökning. — Ymer, Svenska sällsk. f. Antrop. och Geogr. H. 2 och 3, 1901.

Hoernes R.: Erdbeben in Steiermark vom Jahre 1750—1870. — Mitt. d. Naturw. Ver. f. Steiermark, 1902.

Höfer H.: Das Konglomerat bei Bleiberg in Kärnten. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 11, 1902.

Derselbe: Erdölstudien. — Aus d. Sitzungsber. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien, Math.-naturw. Kl. Bd. CXI, Abt. I, 1902.

Hornung F.: Zur Beurteilung der Regionalmetamorphose am Harze und zur Kupferschieferfrage. — Zentralbl. f. Min. etc. Nr. 8, 1903.

Kaiser L.: Gesteine von den Karolinen. — Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 54, 1902.

Keyserling H., Graf: Geologisch-petrographische Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. 52, Heft 2, 1902.

Digitized by Google

Klein C.: Über die am 7. Mai 1902 vom Vulkan Soufrière auf St. Vincent ausgeworfene vulkanische Asche. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin. Phys.-math. Kl., pag. 993, 1902.

Derselbe: Die Meteoritensammlung der kgl. Friedrich-Wilhelms-Universität zu Berlin am 5. Februar 1903. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. zu Berlin, VII, 1903.

Kolderup Karl Fred.: Lofotens og Vesteraalens gabbrobergarter. — Bergens Museums Aarbog. No. VII, 1898.

Derselbe: Jordskjaelv i Norge 1900. — Bergens Museums Aarborg. No. VIII, 1900.

Derselbe: Jordskjaelv i Norge i 1901. — Bergens Museums Aarbog. No. XIV, 1901.

Krafft A. von: Notes on the „Exotic Blocks" of Malla Johar in the Bhot Mahals of Kumaon. — Mem. of the Geolog. Surv. of India. Vol. XXXII, Part 3, 1902.

Laska W.: Ziele und Resultate der modernen Erdforschung. — Natur und Offenbarung. 49. Bd., 1903.

Link G.: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine. — N. Jahrb. Min. etc. Beilage. Bd. XVI, pag. 495—513.

Mazelle Ed.: Die mikroseismische Pendelunruhe und ihr Zusammenhang mit Wind und Luftdruck. — Akad. Anz. d. kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. 1903.

Ordoñez M. Ezequiel: Les cendres d'un volcan près du Santa Maria. — Sociedad Cientifica „Antonio Alzate". Mexico. Num. 2, 1902.

Outlines of the Geology of Japan. Descriptive Text to accompany the Geological Map of the Empire on the Scale 1:1,000.000. Part III. Economic Geology. — Imper. Geol. Surv. of Japan. Tokyo 1902.

Popoff Boris: Beitrag zum Studium der Sphärolithbildungen. — Förhandl. vid Nord. Naturforsk. och Läkaremötet Helsingfors. Sekt. IV, 1902.

Derselbe: Über Rapakiwi aus Süd-Rußland. — Trav. de la Soc. Imp. d. Nat. d. St. Pétersbourg, vol. XXXI, livr. 5. Sect. d. géol. et d. min., 1903.

Prior G. T.: Contributions to the Petrology of British East Africa. Comparison of volcanic rocks from the Great Rift Valley with rocks from Pantellaria, the Canary Islands, Ascension, St. Helena, Aden and Abyssinia. — Miner. Mag. Vol. XIII, No. 61, 1903.

Bruhns W.: Erklärung. — Straßburg 1903.

Goldschmidt Viktor: Erinnerungsblätter an Albin Weisbach. — Freiberg i. S., Craz & Gerlach, 1902.

Hamberg Axel: A. E. Nordenskiöld †. Sein Leben und seine wissenschaftliche Tätigkeit. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 161—175, 193—210, 1903.

Hoernes R.: Alexander Bittner †. — Die Erdbebenwarte, Nr. 1 u. 2, Laibach 1902.

Salomon Wilhelm: Carlo Riva †. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 673—675, 1902.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

Digitized by Google

XIX. Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform.

Von G. Tschermak.

Vortrag, gehalten in der Wiener Mineralogischen Gesellschaft am 9. März 1903.

Die Möglichkeit, daß dieselbe Substanz verschiedene Krystallformen annehmen kann, läßt sich wie bekannt mittels der Molekularhypothese verständlich machen, wenn angenommen wird, daß die Krystallmolekel häufig aus mehreren chemischen Molekeln zusammengesetzt sei. Die Dimorphie des Calciumkarbonates wird verständlich, wenn das hypothetische Molekularnetz zu Hilfe genommen wird. Das rhomboëdrische schreibt jeder Molekel 3 gleiche Doppelrichtungen (Richtung und Gegenrichtung) zu. Die Formel des Calciumkarbonates $OC\overset{O}{\underset{O}{}}Ca$ ergibt nur eine Hauptrichtung, daher die Krystallmolekel des Calcits aus 6 chemischen Molekeln bestehend gedacht werden kann. Das rhombische Netz würde für jede Krystallmolekel des Aragonits 3 verschiedene gegen einander senkrechte Doppelrichtungen fordern. Wenn zwei chemische Molekel in der linearen Vereinigung angenommen werden $Ca\overset{O}{\underset{O}{}}CO.OC\overset{O}{\underset{O}{}}Ca$, so hat man ein Gebilde, dem drei aufeinander senkrechte Doppelrichtungen zugeschrieben werden können, wonach die Krystallmolekel des Aragonits aus 2 chemischen Molekeln zusammengesetzt gedacht werden können.

Hätte die chemische Formel des Calcits die dreifache Höhe, wäre also die chemische Molekel $C_3O_9Ca_3$, so würde schon dieses Bild der Zusammensetzung hinreichen, um drei gleiche unter gleichen Winkeln geneigte Richtungen anzudeuten, so daß zwei solcher Molekel genügten, um die geforderten 3 Doppelrichtungen zu liefern. Wäre

Digitized by Google

die chemische Formel des Aragonits $C_2O_6Ca_2$, so würde anzunehmen sein, daß die Krystallmolekel bloß aus einer chemischen Molekel bestehe. Bisweilen genügt schon die einfachste Formel einer Verbindung, um eine Beziehung zur Form als möglich erkennen zu lassen. So bei der Substanz $Sb(SAg)_3$, die als Pyrargyrit rhomboëdrisch hemimorph, als Feuerblende monoklin krystallisiert. Hier könnten in der chemischen Molekel 3 gleiche untereinander gleich geneigte Richtungen angenommen werden, deren jede durch SAg angedeutet wäre und solche Molekel würden den Forderungen des rhomboëdrischen Molekularnetzes entsprechen, zugleich aber auch die hemimorphe Bildung bedingen. Unter anderen Umständen könnten die drei Zweige SAg ungleich gelagert sein, jedoch einer mit den beiden anderen gleiche Winkel bildend, was den Anforderungen eines monoklinen Molekularnetzes genügte. Sowohl im Pyrargyrit wie in der Feuerblende wäre die chemische Molekel der Zahl nach ident mit der Krystallmolekel.

Ähnlich wäre die Beziehung beim Molysit (Eisenchlorid, rhomboëdrisch) $Cl_3FeFeCl_3$. Hier könnten die Chloratome in 3 Doppelrichtungen angeordnet sein und genügte eine chemische Molekel den Forderungen des Molekularnetzes.

Bei dem zweifach borsauren Ammon $B_4O_7(NH_4)_2 . 4H_2O$ (tetragonal) ließe sich annehmen, daß die Molekel des Krystallwassers gleichartig im Wirtel um den Kern der Verbindung angelegt seien, was einem tetragonalen Netz entspräche und in dem tetragonalen Zirkonylchlorid $ZrOCl_2 . 8H_2O$ könnten die Molekel des Krystallwassers auch in einem solchen Wirtel gedacht werden, in dem je zwei Molekel H_2O eine der vier gleichen Richtungen angeben würden, u. s. w.

Während also im Calcit gemäß der einfachsten Formel des Calciumcarbonates noch nicht die Möglichkeit einer trigonalen Bildung der Krystalle zu erkennen ist, würde in den anderen Beispielen in der Struktur der Verbindung eine Beziehung zur Krystallform angedeutet erscheinen.

Bei Betrachtungen dieser Art kann man sich aber von der Molekularhypothese unabhängig machen und bloß an das Tatsächliche anknüpfen. Bezüglich der Krystallform ist es die Art der Symmetrie und die Zahl der gleichen Richtungen, bezüglich der Zusammensetzung die einfachste chemische Formel. In dieser kommen, wenn

Digitized by Google

auch der Bau der Verbindung berücksichtigt wird, bisweilen Wiederholungen derselben Atome oder Atomgruppen vor, welche den Zahlen gleicher Richtungen im Krystall in diesem oder jenem Grade entsprechen, wie es in den vorigen Beispielen anzunehmen war.

Von vielen Verbindungen ist nur das Krystallsystem bekannt, während die Zugehörigkeit zu einer der Unterabteilungen (Krystallklassen) erst in neuerer Zeit genauer ermittelt wird. Es wäre daher verfrüht, wollte man jetzt schon eine Beziehung, wie sie hier angedeutet wurde, bis in die einzelnen Krystallklassen verfolgen. Ich werde mich auch begnügen, bloß auf die Krystallsysteme von höherem Symmetriegrade hinzuweisen, weil hier die Zahl und Gruppierung der gleichen Richtungen eine solche ist, die eine größere Anforderung bezüglich der Wiederholung gleicher Teile in der chemischen Verbindung stellt.

Es scheint nun, daß die Anlage zu einer bestimmten Symmetrieart in mehreren Fällen schon in der Struktur der chemischen Verbindung, soweit sich diese aus der kleinsten Formel entnehmen läßt, angedeutet ist. Im trigonalen System hat man in den holoëdrischen Krystallen 12 gleiche Richtungen derart angeordnet, daß 2 Doppelrichtungen ein Paar bilden, also zusammen 4 Richtungen dreimal wiederkehren, in den übrigen Abteilungen dieses Systems hat man meistens ein Richtungspaar, das dreimal auftritt und in dem einfachsten Falle (ogdoëdrisch) bloß drei gleiche Richtungen. Immer ist die Dreizahl charakteristisch. In einem Beispiele der einfachsten Fälle, des von Groth als ogdoëdrisch bestimmten Natriumperjodats $3\,H_2O\,.\,O_3JONa$ würde die Struktur schon auf die durch die Krystallsymmetrie geforderten drei gleichen Richtungen hindeuten. In dem hemimorphen Doppelsalz Natriumlithiumsulfat

$$3\,H_2O\,.\,SO_4Na_2 + 3\,H_2O\,.\,SO_4NaLi$$

könnte man die Paarigkeit und die dreifache Anordnung angedeutet finden. Andere hiehergehörige Salze, die meist holoëdrisch krystallisieren, sind:

$6\,H_2O\,.\,SrCl_2$ und $6\,H_2O\,.\,CaCl_2$
$6\,H_2O\,.\,AlCl_3$
$6\,H_2O\,.\,SiF_6Mg$ und die isomorphen
$6\,H_2O\,.\,ZrF_6Mg$ „ „ „
$6\,H_2O\,.\,PtCl_6Mg$ „ „ „
$6\,H_2O\,.\,SO_3Mg$

Digitized by Google

Ferner die Minerale:

$3\,Al\,H_2\,O_3\,.\,K\,S_2\,O_8$ Alunit

$3\,Ag\,S\,.\,Sb$ und $3\,Ag\,S\,.\,As$ Rotgiltigerze.

Einfache Oxyde wie:

$Al_2\,O_3$, $Fe_2\,O_3$.

Einfache und Doppelchloride:

$Fe_2\,Cl_6$ und $3\,Cs\,Cl\,.\,As_2\,Cl_3$.

Kohlenstoffverbindungen:

$SO_4\,(3\,C_2\,H_5\,.\,Sn)_2$ Schwefelsaures Zinntriäthyl

$3\,C_6\,H_5\,.\,CO\,H$ Triphenylcarbinol

$3\,C_6\,H_5\,.\,C\,Br$ Triphenylbrommethan

$3\,C\,NO\,.\,(C_2\,H_5)_2\,H$ Isodiäthylcyanursäure.

Diese trigonal krystallisierten Verbindungen und noch mehrere andere folgen dem dreistrahligen Typus $A_3\,B$, wofern man unter dem Strahl A nicht nur ein einfaches Glied der Verbindung wie Cl oder $H_2\,O$, sondern auch Paare derselben wie Cl_2 oder $2\,H_2\,O$ versteht.

Im tetragonalen Krystallsystem hat man in der holoëdrischen Abteilung viermal ein Paar Doppelrichtungen, in den übrigen entweder 4 Paare oder endlich 4 einzelne gleiche Richtungen. Die Vierzahl tritt nun in den einfachsten Formeln öfter deutlich hervor, im Bereiche der krystallwasserhaltigen Verbindungen in dem Beispiele:

$8\,H_2\,O\,.\,Sr\,O_2\,H_2$ Strontiumhydroxyd.

Hier zeigt sich, was auch für andere Fälle gilt, daß die Formel, welche zuweilen als $SrO + 9\,aq$ geschrieben wird, nach richtiger Gliederung eine krystallographische Beziehung erkennen läßt. Andere Beispiele sind:

$8\,H_2O\,.\,Zr\,O\,Cl_2$ Zirkonylchlorid und -bromid

$8\,H_2O\,.\,As_2\,O_8\,(U\,O_2)_2\,Cu$ Zeunerit

$8\,H_2O\,.\,(C_2\,H_3\,O_2)_4\,Ca\,Cu$ Calciumcupriacetat

$4\,H_2O\,.\,B_4\,O_7\,(NH_4)_2$ Zweifachborsaures Ammon.

Unter den Fluor- und Chlorverbindungen:

$F_4\,Si\,.\,3\,NH_4\,F$ Ammoniumfluosilicid

$Cl_4\,Ti\,.\,3\,NH_4\,F$ Ammoniumtitanchlorid

$Cl_4\,Cu\,(NH_4)_2\,.\,2\,H_2O$ Ammoniumkupferchlorid

$Cl_4\,Pt\,.\,2\,N\,H_4\,Cl$ | Mehrere Methyl-, Äthyl-, Propyl- etc.

$Cl_4\,Sn\,.\,2\,NH_4\,Cl$ | Substitutionsprodukte dieses Typus.

Digitized by Google

Die einfachen Oxyde:

$O_4 Sn_2$ Zinnerz, $O_4 Ti_2$ Rutil, $O_4 Si Zr$ Zirkon,

wenn man mit Groth auf die Isomorphie Rücksicht nimmt, ferner salzartige Verbindungen:

$4 WO_3 . Na_2 O . 10 H_2 O$ } und isomorphe
$4 WO_3 . Rb_2 O . 8 H_2 O$ } metawolframsaure Salze
$4 S_2 O_3 (NH_4)_2 . Cu NH_4 Cl_2$ und isomorphe V.
$4 NH_4 . SO_4 Ag_2$ Schwefelsaures Silberammoniak.

Kohlenstoffverbindungen:

$4 C_3 H_5 O_2 . Ca_2 . 2 C_3 H_5 O_2 . Sr$ Calciumstrontiumpropionat
$4 C_3 H_5 O_2 . Ca_2 . 2 C_3 H_5 O_2 . Pb$ Calciumbleipropionat
$4 CH_3 . NJ$ Tetramethylammoniumjodid
$4 CH_3 . NJ_3$ Tetramethylammoniumtrijodid
$4 C_2 H_5 . NJ$ Tetraäthylammoniumjodid
$4 C_2 H_5 . NJ_3$ Tetraäthylammoniumtrijodid
$4 C_6 H_5 . Si$ Tetraphenylsilicium und die isomorphen Sn- und Pb-Verbindungen.

$4 C_6 H_4 CO O . 2 CH Cl_3$ Salicylid-Chloroform.

Manche der tetragonal krystallisierten Verbindungen ergeben die Vierzahl nur dann, wenn man sie nicht als Molekularverbindungen, sondern als einfache Verbindungen auffaßt wie z. B.:

$Cl_4 Au NH_4$ } Typen der von Topsoe gemessenen Methyl- und Äthylsubstitutionsprodukte.
$Cl_4 Hg . 2 N H_4$ }
$Cl_4 Cu 2 NH_4$ }

Die hier verzeichneten Verbindungen kann man in dem Schema $A_4 B$ zusammenfassen, wenn man A dieselbe Bedeutung gibt wie bei den trigonalen Verbindungen.

Im hexagonalen Systeme gibt es 6mal ein Paar Doppelrichtungen oder 6 Paare oder endlich bloß 6 gleiche Richtungen. Die Sechszahl ist auch in manchen Fällen ausgesprochen, z. B.:

$12 H_2 O . Pt Cl_6 Mg$ Magnesiumplatinchlorid und isomorphe V.
$12 H_2 O . VO_4 Na_3$ Natriumvanadat und isomorphe V.
$12 H_2 O . 3 SO_4 Na_2 SO_4 Li_2$ und die isomorphen Se, Cr, Mo, W-Verb.
$6 H_2 O . Pt Cl_6 Ni$ } und die isomorphen V.
$6 H_2 O . Sn F_6 Mg$ }

Digitized by Google

Zuweilen ist nur die Dreizahl angedeutet:

$3\,SO_3 . NK_2\,Na$ Nitrilsulfonsaures Kalinatron.

$3\,P_2O_8\,Ca_3 . Ca\,F_2$ Apatit und isomorphe Verb.

In der Mehrzahl der Fälle scheint demnach der Typus A_6B angedeutet.

In den tesseralen Krystallen gruppieren sich die gleichen Richtungen sowohl nach der Dreizahl als nach der Vierzahl, in den holoëdrischen wie $3\times4\times4$ in den pyritoëdrischen und tetraëdrischen als 6×4 in den tetartoëdrischen nach dem Schema 3×4. In den Verbindungen ist zuweilen die Dreizahl und die Vierzahl angedeutet wie im Eulytin $3\,SiO_4 . Bi_4$, im Kalium-Zirkoniumfluorid $3\,KF . ZrF_4$. Beispiele für die Dreizahl sind:

$12\,H_2O . 2\,SO_4\,AlK$ und die isomorphen Alaune

$6\,H_2O . Br_2O_6\,Mg$ Bromsaures Magnesium

$6\,H_2O . Cl_2O_6\,Ni$ Chlorsaures Nickel

$Cl_6\,Pt\,K_2$ Kaliumplatinchlorid und isomorphe V.

$Cl_6\,Sn\,K_2$ Kaliumzinnchlorid

$F_6\,Si\,(NH_4)_2$ Siliciumammoniumfluorid

$Cl_6\,Pb\,(NH_4)_2$ Bleitetrachloridchlorammon.

$6\,NH_3 . Ni\,J_2$ Jodnickelammoniak

$3\,NH_4F . MO_3$ Ammonium Molybdänoxyfluorid

$3\,SiO_4\,Be\,Mn . Mn\,S$ Helvin

$3\,B_4O_8\,Mg_2 . B_4O_6\,Mg\,Cl_2$ Boracit

$3\,SO_4 . Mg_2\,K_2$ Langbeinit und isomorphe Verb.

$3\,Ag . PO_4$ und $3\,Ag . AsO_4$

$3\,Ti_3N_2 . Ti\,(CN)_2$ Cyanstickstofftitan

auch einfache Oxyde, wie:

Bi_2O_3, Sb_2O_3, As_2O_3

ferner Kohlenstoffverbindungen

$12\,H_2O . 5\,(C_3H_5O_2)_2\,Pb . 4\,(C_3H_5O_2)_2\,Ca$ und isomorphe Propionate

$Cl_{12} . 2\,C_6H_5$ Diphenyldodekachlorid

$6\,C_3H_5O_2 . Ca_2\,Ba$ Calciumbaryumpropionat

$6\,CH_2 . N_4$ Hexamethylen tetramin

$3\,C_2H_3O_2 . UO_2\,Na$ Natriumuranylacetat

auch in den folgenden ist die Dreizahl ausgesprochen:

$18\,H_2O . S_2O_6\,Cr_2$ Unterschwefelsaures Chrom

$9\,H_2O . AsO_4\,Sr\,Na$ Natriumstrontium arsenat

$9\,H_2O . SbS_4\,Na$ Natriumsulfantimoniat

Digitized by Google

Dagegen erscheint die Vierzahl allein seltener angedeutet, z. B.:

$4\,CN.ZnTl_2$ Thalliumzinkcyanür

$4\,J.Sn$ Zinnjodid

Wenn man den Typus der aufgezählten tesseralen Verbindungen bloß im allgemeinen angeben will, so genügt es, bloß die Dreizahl hervorzuheben, wonach die meisten auf den Typus A_3B zu beziehen wären, der zugleich der trigonale ist.

Die angeführten Beispiele, denen eine Reihe anderer zugefügt werden könnte, zeigen, daß in den einfachsten Formeln von Verbindungen, die in einem der Systeme höherer Symmetriegrade krystallisieren, bisweilen eine Gliederung nach den Typen

$$A_6B,\ A_4B,\ A_3B$$

angenommen werden kann. Ob hier nur ein zufälliges Zusammentreffen zwischen Wiederholung in der chemischen Formel und höherem Symmetriegrade oder ein gesetzmäßiger Zusammenhang vorliegt, würde aus einer geeigneten statistischen Übersicht hervorgehen, die aufzustellen möglich sein wird, wenn das von Groth vorbereitete Werk der chemischen Krystallographie vollendet ist. Die Wahrscheinlichkeit eines solchen Zusammenhanges scheint mir, nach dem bisher Bekannten zu urteilen, keine geringe zu sein.

Die Forderung eines räumlichen Zusammenhanges zwischen der Struktur der chemischen Verbindungen und ihrer Krystallform ist unabweislich und der Wiederholung gleicher Richtungen im Krystall muß eine Wiederholung gleicher chemischer Einheiten oder Gruppen entsprechen. Diese scheint meistens durch mehrfaches Zusammentreten jener Einheiten oder Gruppen hervorgebracht zu werden, welche durch die einfachste chemische Formel angegeben sind. Die Zahl, nach welcher ein solches Zusammentreten stattfindet, ist in einem gewissen Sinne mit der chemischen Valenz oder der Wernerschen Koordinationszahl vergleichbar und ist im Falle der Polymorphie wie diese variabel. Diese krystallographische Valenz — um mich so auszudrücken — scheint nun bisweilen schon in der einfachsten Formel angedeutet zu sein und wenn die Wiederholung gleicher Einheiten oder Gruppen in derselben als eine solche An-

Digitized by Google

deutung aufgefaßt wird, so erscheint es nicht unberechtigt, zu vermuten, daß jenen Verbindungen, die einem der vorher angeführten Typen entsprechen, die Fähigkeit zukomme, unter bestimmten Umständen Krystalle höherer Symmetriegrade zu bilden. Angesichts der Möglichkeit einer Polymorphie läßt sich der Satz nicht schärfer fassen. Wenn sehr viele dieser Verbindungen polymorph wären, so würde es fast vergeblich sein, einem solchen Zusammenhange nachzuspüren. Bei den komplizierteren Verbindungen ist jedoch die Polymorphie viel seltener beobachtet als bei den einfachen Verbindungen und Elementen.

Die Wiederkehr der genannten Typen bei höheren Symmetriegraden ist immerhin eine Tatsache, die für den Vergleich und die Klassifikation von einiger Bedeutung ist und die für die chemische Mineralogie ein Hilfsmittel der Deutung komplizierter Verbindungen werden kann. Wenn für ein Mineral, dessen Krystalle einem höheren Symmetriegrade entsprechen, eine komplizierte Formel gefunden wurde, deren Gliederung nicht ausführbar ist, weil wir die chemische Konstitution der Verbindung nicht kennen, so wird öfter der Hinblick auf jene Typen zu einer plausiblen Gliederung führen. Wenn ferner die Analysen eines Minerales auf eine komplizierte Formel führen und bei gleicher Annäherung an die Daten der Analyse die Wahl zwischen mehreren Formeln freisteht, so wird in dem Falle, als die Krystallform des Minerales einem höheren Symmetriegrade angehört, die Benutzung jener Typen die Wahl erleichtern, weil jetzt die Analogie mit bekannten Fällen den Ausschlag zu geben geeignet ist. Da sich die genannten Typen oft auf Molekularverbindungen beziehen, so wird die Auffindung einer solchen Analogie zur Folge haben, daß derlei komplizierte Verbindungen nicht mehr als einheitliche aufgefaßt werden, sondern daß dieselben als Molekularverbindungen erscheinen, die sich an bekannte einfache Verbindungen anschließen.

Einige Beispiele werden dies erläutern:

Fahlerze. Die alte Rosesche Formel $Sb_2S_7R_4$ kann heute schon deshalb nicht gelten, weil sie auf der als unrichtig erkannten Voraussetzung einer Isomorphie einwertiger und zweiwertiger Elemente beruht. Sie entspricht aber auch nicht den Analysen.

Die besten Analysen führen zu der von mir vor einiger Zeit abgeleiteten Formel

$$Sb_4S_{13}Cu_{10}Zn_2$$

Digitized by Google

Der Zinkverbindung entspricht eine Eisen-, auch eine Hg-Verbindung. Eine Gliederung nach dem tesseralen Typus $A_3 B$ wäre

$$3\,Sb\,S_3\,Cu_3 . Sb\,S_4\,Cu\,Zn_2$$

Das erste Glied entspricht den Rotgiltigerzen, das zweite wäre dem Stefanit und Geokronit analog.

Nephelin. Früher wurde aus den Analysen Scheerers die Formel

$$Si_9\,O_{34}\,Al_8\,K_2\,Na_6$$

abgeleitet, die einem hexagonalen Typus $A_6 B$ entspricht, wenn die Gliederung

$$6\,Si\,O_4 . Al\,Na . Si_3\,O_{10}\,Al_2\,K_2$$

vorgenommen wird. In letzter Zeit wurde von Thugutt und von Morozewicz der Formel

$$Si_{11}\,O_{42}\,Al_{10}\,K_2\,Na_8$$

der Vorzug gegeben, die auch den von diesen Forschern ausgeführten Analysen näher kommt. Diese führt auf den gleichen Typus gemäß der Gliederung

$$6\,Si\,O_4\,Al\,Na . Si_5\,O_{18}\,Al_4\,K_2\,Na_2$$

Das erste Glied würde der Zusammensetzung der künstlich dargestellten Verbindung entsprechen.

Apophyllit. Nach dem Vorgange von Rammelsberg und von Groth wird demselben die Formel

$$Si_{16}\,O_{48}\,Ca_8\,K_2\,H_{14} . 9\,H_2\,O$$

doch erfordert dieselbe 53·7% SiO_2, um 1·7% mehr als die Analysen durchschnittlich angeben. Dagegen stimmt die Formel

$$Si_{15}\,O_{55}\,Ca_8\,K_2\,H_{32}$$

die 52% SiO_2 erfordert, in allen Punkten gut mit der Beobachtung. Der ersten Formel wurde wegen der Geradzahligkeit bezüglich Si der Vorzug gegeben, die zweite aber ist genauer und gestattet eine Gliederung nach dem tetragonalen Typus $A_4 B$, nämlich

$$4\,Si_3\,O_{11}\,Ca_2\,H_6 . Si_3\,O_{11}\,K_2\,H_8$$

Das erste Glied entspricht der Zusammensetzung des Gurolits, der den Apophyllit öfter begleitet.

Pyrosmalith. Die bisherigen Analysen ergeben Verhältnisse, die zwischen $Si_8\,O_{32}\,Fe_{11}\,H_{12}\,Cl_2$ und $Si_{10}\,O_{40}\,Fe_{13}\,H_{16}\,Cl_2$ liegen, wobei

Digitized by Google

die isomorphe Mischung der Fe- und Mn-Verbindung vorausgesetzt wird, auch Beimischungen der isomorphen Mg- und Ca-Verbindung in geringen Mengen angenommen werden. Wird nun jenes Verhältnis gewählt, das den sorgfältigen Analysen Ludwigs entspricht, nämlich

$$Si_9 O_{36} Fe_{12} H_{14} Cl_2$$

so ergibt sich eine Gliederung nach einem trigonalen Typus $A_3 B$

$$3\,Si_2 O_9 Fe_3 H_4 . Si_3 O_9 Fe_3 H_2 Cl_2$$

worin das erste Glied dem Serpentin entspricht. Damit findet die Ähnlichkeit des Pyrosmaliths mit manchen Gattungen der Chloritgruppe ihre Deutung, wofern meine Ansicht, daß die Orthochlorite isomorphe Mischungen von Serpentin- und Amesitsubstanz darstellen, akzeptiert wird.

Digitized by Google

XX. Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine.

Von **A. Osann** in Freiburg i. B.

(Schluss.) [1])

Über die Definition von Diorit und Gabbro.

Bei der Untersuchung und Beschreibung einer Reihe basischer Tiefengesteine, welche die Apatit- und Graphitvorkommen der nördlichen Umgebung von Ottawa, Canada begleiten, ist mir, wie es wohl manchem anderen bei ähnlicher Gelegenheit ergangen ist, die Schwierigkeit einer zweckmäßigen Benennung dieser Gesteine aufgefallen. Der größere Teil von ihnen enthält neben triklinem Feldspat (vielleicht auch Spuren von Orthoklas) monoklinen Augit, rhombischen Pyroxen, Glimmer und z. T. auch Hornblende, von der es sich schwer entscheiden läßt, ob sie ganz als Uralit aufzufassen ist oder teilweise auch primären Ursprungs ist. Gerade in der Nomenklatur derartiger Gesteine ist eine Fülle von Namen, wie Augitdiorit, augitführender Diorit, Hypersthendiorit, Hornblendegabbro, Glimmergabbro, Hypersthengabbro, Hornblendenorit und andere im Gebrauch und zugleich ist die Definition dieser Namen eine außerordentlich unklare und verworrene. Der Grund für diese Verhältnisse liegt zum großen Teil darin, dass in ein und demselben Gesteinskörper die dunklen Gemengteile sehr schnell wechseln und sich in mannigfaltiger Weise kombinieren.

Wenn ein Tiefengesteinsmassiv z. B. der Hauptmasse nach aus Plagioklas, Augit, resp. Diallaggesteinen besteht und nur lokal und untergeordnet Hornblendeführung eintritt, läßt sich für diese letzte Mineralkombination ja der Name Hornblendegabbro rechtfertigen; ebenso der Name Augitdiorit, oder besser augitführender Diorit, wenn Augit lokal und untergeordnet in normalem Diorit zutritt.

[1]) Vergl. diese Mitt. XIX. 351. XX. 399, XXI. 365, XXII. 322.

Digitized by Google

Sobald aber ein Tiefengestein seiner Hauptmasse nach sowohl monoklinen Augit als Hornblende resp. Glimmer führt, ist die Anwendung eines der angeführten Namen, wenn man nur von der mineralogischen Zusammensetzung (und Struktur) bei der Bezeichnung ausgeht, eine mehr oder weniger willkürliche; kompliziert werden die Verhältnisse noch durch die Anwesenheit oder das Fehlen von Quarz und Olivin. Eine übersichtliche und zweckmäßige Nomenklatur wird sich hier nur erzielen lassen, wenn man die chemische Zusammensetzung mit zu Hilfe zieht, und zwar in erster Linie das Mengenverhältnis der dunklen Gemengteile zu den Feldspäten, die Natur der Feldspäte und den von diesen beiden wesentlich abhängigen Kieselsäuregehalt; alles Faktoren, die sich aus der Gesteinsanalyse im allgemeinen ergeben und bei dem Mangel eines solchen auch approximativ schätzen lassen.

Die Notwendigkeit einer solchen auf der chemischen Zusammensetzung basirenden Nomenklatur der basischen Tiefengesteine hat auch schon Brögger hervorgehoben. So sagt er in seiner „Triadischen Eruptionsfolge bei Predazzo", pag. 35: „Ich definiere hier die Diorite als mittelsaure abyssische eugranitisch struierte primäre Eruptivgesteine mit vorherrschender Zusammensetzung von Plagioklas und Hornblende-Glimmer- oder Pyroxenmineralien." Ebenda pag. 38: „Es ist nach meiner Ansicht nicht hinreichend, um ein abyssisches Gestein als Norit zu bezeichnen, daß Plagioklas und ein rhombischer Pyroxen die Hauptmineralien sind. Die echten Norite sind nämlich nach ihrem chemischen Typus basische *Ca O*-reiche und alkaliarme Gesteine, gehören also der Gabbrofamilie, nicht der Dioritfamilie an. Ich bezeichne diese Gesteine (nach dem Vorhergehenden sind relativ saure Gesteine der Kombination Plagioklas, rhomb. Pyroxen gemeint) als Hypersthendiorite, resp. Enstatitdiorite."

In seiner Arbeit über die Grorudit-Tinguáit-Serie schreibt Brögger pag. 95: „Aber auch die primären, eugranitischen Tiefengesteine, welche aus Plagioklas und Hornblende bestehen, sind nicht alle deshalb Diorite. Es wäre z. B. nach meiner Ansicht entschieden unrecht, so basische Gesteine wie die typischen Hornblendegabbros als Diorite zu bezeichnen; ganz wie man unter den superfusiven Gesteinen mit Recht die sehr basischen Hornblendebasalte nicht zu den Andesiten rechnet, ganz entsprechend müssen die basischen

Digitized by Google

Hornblendegabbros als eine besondere Untergruppe der Gabbrogesteine, nicht der Diorite aufgefaßt werden. Die Diorite sind nämlich nach meiner Definition intermediäre, nicht basische Gesteine."

Die oben erwähnten Faktoren: Kieselsäuregehalt, Basizität der Feldspäte und Mengenverhältnis von dunklen zu hellen Gemengteilen drücken sich aber am kürzesten und mit genügender Sicherheit in den Typenformeln aus, wie sie der hier durchgeführten Klassifikation der Eruptivgesteine zugrunde liegen. Es wäre zweckmäßig, nach diesen Formeln zunächst 2 große Familien zu unterscheiden, eine relativ saure unter dem Namen Diorite und eine basische, die der Gabbros. Die erstere würde wieder in die Unterfamilie der Quarzdiorite und Diorite zu gliedern sein, die sich, wie die folgenden Tabellen zeigen, sehr gut auch chemisch trennen lassen. Nicht so vollkommen gelingt die chemische Trennung zweier Untergruppen bei den Gabbros nach dem Olivingehalt, die Unterschiede sind hier sehr geringe. Doch wird man natürlich immer nach der mineralogischen Zusammensetzung die Untergruppen Gabbro und Olivingabbro aufrecht erhalten. Diese Familiennamen würden dann in Verbindung gebracht mit den Namen der dunklen Gemengteile; so würde also beispielsweise unter Enstatithornblendediorit ein relativ saures, feldspatreiches, unter Enstatithornblendegabbro oder Olivinenstatithornblendegabbro ein basisches, feldspatarmes oder jedenfalls basisches Feldspäte führendes Gestein zu verstehen sein. Den jüngeren Namen Norit würde man am besten ganz fallen lassen, zudem typische Norite, d. h. Tiefengesteine, die neben Plagioklas nur rhombischen Pyroxen führen, wohl nur recht spärlich vorkommen. Will man ihn noch weiter verwenden, so würde man ihn am besten auf Bröggers Vorschlag auf basische, also chemisch den Gabbros äquivalente Tiefengesteine mit vorherrschendem rhombischen Pyroxen beschränken. Diese Nomenklatur ist zwar, wie die in der organischen Chemie gebräuchliche, schwerfällig, hat aber den Vorzug großer Übersichtlichkeit und schließt Verwechslungen aus.

Das in dem I. Teil dieser Arbeit zur Aufstellung von Typen benutzte Analysenmaterial der Diorite und Gabbros war ein relativ spärliches. Es wurden daher noch eine größere Anzahl zuverlässiger Analysen berechnet und die daraus zusammengesetzten Typen in folgender Weise neu geordnet:

Digitized by Google

I. Familie der Diorite.

1. Quarzdiorite.

α) Tonalitreihe.

Typus Klausen I.[1])

Analyse 1 (106). Quarzglimmerdiorit Klausen (70·17 SiO_2.)

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
76·57	6·23	0·89	9·19	7·5	1·5	11	6·4	6·6	*β*

Typenformel:

$$s_{76\cdot5}\ a_{7\cdot5}\ c_{1\cdot5}\ f_{11}. \qquad k = 1{\cdot}58.$$

Typus Brixen.

Analyse 2 (128). Tonalit Brixen, Tirol.

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
77·31	5·06	3·22	6·13	7	4·5	8·5	5	9 6	*γ*

Typenformel:

$$s_{77\cdot5}\ a_{7}\ c_{4\cdot5}\ f_{8\cdot5}. \qquad k = 1{\cdot}80.$$

Typus Val Moja.

Analyse 3 (138). Tonalit Val Moja, Adamello Gebiet.

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
74·05	5·03	5·35	5·19	6·5	7	6·5	7·2	10	*β*

Typenformel:

$$s_{74}\ a_{6\cdot5}\ c_{7}\ f_{6\cdot5}. \qquad k = 1{\cdot}61.$$

Typus Avio See.

Analyse 4 (136). Tonalit Avio-See, Adamello Gebiet.

Analyse 5 (141). „Biotitgranit" Rowlandsville, Cecil Co., Md.

Analyse	*s*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
4 . .	72·33	4·07	5·59	8·35	4 5	6	9·5	8·6	10	*α*
5 . .	72·62	4·19	5·32	8·32	4·5	6	9·5	6·6	9·6	*β*
Mittel .	72·48	4·13	5·45	8·34	4·5	6	9·5			

[1]) Die in dem ersten Teile dieser Arbeit angeführten Analysen sind bei dieser Zusammenstellung wiederholt; die in den Klammern der Analysennummer beigefügte Zahl gibt die frühere Analysennummer. Dagegen ist die detaillierte Analyse und die Literaturangabe hier nicht nochmals angeführt.

Digitized by Google

Typenformel:

$$s_{72\cdot5} \quad a_{4\cdot5} \quad c_6 \quad f_{9\cdot5}. \qquad k = 1\cdot65.$$

Die Typen dieser kleinen Reihe sind sehr sauer und fallen mit Granittypen sehr nahezu überein. Da die Tonalite trotz ihres hohen Orthoklasgehaltes allgemein zu der Dioritfamilie gestellt werden, sind sie hier von den Graniten gesondert angeführt worden.

b) Granodioritreihe.

Typus Electric Peak.

Analyse 6. Quarzglimmerdiorit Electric Peak[1]) (67·54 SiO_2).

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
75·35	6·62	4·45	2·98	9·5	6·5	4	7·5	10	*α*

Typenformel:

$$s_{75\cdot5} \quad a_{9\cdot5} \quad c_{6\cdot5} \quad f_4 \qquad k = 1\cdot46.$$

Typus Silver Lake.

Analyse 7 (129). Granodiorit Silver Lake Hotel, Eldorado Co., Cal.

s	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
74·26	6·23	3·75	5·73	8	5	7	5·9	9·2	*β*

Typenformel:

$$s_{74\cdot5} \quad a_8 \quad c_5 \quad f_7 \qquad k = 1\cdot47.$$

Typus Dypvik.

Analyse 8 (139). Banatit Dypvik bei Farsund.

Analyse 9. Quarzglimmerdiorit, Electric Peak (66·05).

Analyse 10. Quarzglimmerdiorit, Electric Peak (65·60).

Analyse 11. Quarzglimmerdiorit, Electric Peak (64·85).

Analyse 12 (131). Quarzaugitdiorit, Sultan Mt., San Juan, Co., Cal. (63·91 SiO_2).

Analyse 13 (130). Granodiorit, Mt. Ingalls, Plumas Co., Cal.

---

[1]) Auch hier wurden wie früher geringe Differenzen zwischen Alkalien und Kalk gegenüber Tonerde vernachlässigt. Hier ist $K_2O + Na_2 + Li_2O + CaO = 10\cdot60$, $Al_2O_3 = 11\cdot07$.

Digitized by Google

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
8 . .	72·61	6·01	4·06	7·25	7	4·5	8·5	5·8	9·7	α
9 . .	72·24	6·19	3·94	6·76	7·5	4·5	8	7·1	10	β
10 . .	72·23	6.31	4·35	5·73	7·5	5·5	7	7·3	10	β
11 . .	71·40	6·07	4·55	7·30	7	5	8	6·4	9·8	β
12 . .	70·81	6·38	4·75	6·93	7·5	5	7·5	5·8	9·2	β
13 . .	73·55	5·67	4·53	6·00	7	5·5	7·5	7·0	9·6	β
Mittel .	72·14	6·11	4·36	6·66	7	5	8			

Typenformel:

$$s_{72} \quad a_7 \quad c_5 \quad f_8. \qquad k = 1{\cdot}39.$$

Typus Silver Wreath.

Analyse 14. Granodiorit, Silver Wreath mine, Boise Co., Idaho (65·23 SiO_2).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
14 . .	72·94	5·98	4·58	5·36	7·5	6	6·5	6·4	10	β

Typenformel:

$$s_{73} \quad a_{7\cdot5} \quad c_6 \quad f_{6\cdot5}. \qquad k = 1{\cdot}44.$$

Typus Lincoln.

Analyse 15 (133). Granodiorit, Lincoln, Placer Co., Cal. (65·54 SiO_2).

Analyse 16. Granodiorit, Mt. Stuart, Washington (64·04 SiO_2).

Analyse 17. Granodiorit, Kate Hayes Hill, Grass Valley, Cal. (63·85 SiO_2).

Analyse 18 (134). Granodiorit Nevada City, Cal. (66·65 SiO_2).

Analyse 19 (132). Banatit Szaska, Banat (65·84 SiO_2).

Analyse 20 (135). Quarzglimmerdiorit, Electric Peak (65·11 SiO_2).

Analyse 21. Quarzglimmerdiorit, Needle Mt., Absaroka Range (63·76 SiO_2).

Digitized by Google

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
15 . .	70·78	5·60	4·85	8·24	6	5	9	7·6	9·3	α
16 . .	69·87	5·73	4·18	10·25	6	4	10	7·3	9·0	β
17 . .	70·78	5·68	4·58	8·64	6	5	9	6·2	8·8	β
18 . .	72·64	5·41	4·90	6·70	6·5	5·5	8	6·6	9·4	β
19 . .	72·39	5·27	4·53	8·01	6	5	9	6·0	8·7	β
20 . .	71·73	5·57	4·65	7·79	6·5	4·5	9	7·0	9·7	β
21 . .	70·23	6·20	4·11	9·03	6·5	4	9·5	6·8	8·5	β
Mittel .	71·20	5·64	4·54	8·38	6	4·5	9·5			

Typenformel:

$$s_{71\cdot5} \quad a_6 \quad c_{4\cdot5} \quad f_{9\cdot5}. \qquad k = 1\cdot39.$$

Typus Butte.

Analyse 22 (116). Granodiorit Butte Co., Cal. (63·43 SiO_2).

Analyse 23 (117). Quarz-Pyroxen-Amphibol-Biotitdiorit, Electric Peak (61·22 SiO_2).

Es ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
22 . .	69·88	5·22	3·90	11·85	5	3·5	11·5	7·1	7·8	β
23 . .	66·00	5·91	4·25	13·60	5	3·5	11·5	7·9	8·5	β
Mittel .	67·94	5·56	4·08	12·72	5	3·5	11·5			

Typenformel:

$$s_{68} \quad a_5 \quad c_{3\cdot5} \quad f_{11\cdot5}. \qquad k = 1\cdot25.$$

Typus Brush Creek.

Analyse 24 (119). Quarz-Hornblende-Augit-Biotitdiorit, Brush Creek, Elk Mts., Col. (62·71 SiO_2).

Analyse 25. Granodiorit, Hardscrabble Creek, Washington (SiO_2 63·37).

Analyse 26. Quarz-Pyroxen-Glimmerdiorit, Electrie Peak (SiO_2 64·07).

Analyse 27 (120). Quarznorit, Klausen (64·12 SiO_2).

Analyse 28. Quarz-Hornblende-Glimmerdiorit Crystall Falls, Mich. (SiO_2 58·51).

Digitized by Google

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
24 .	68·35	5·79	5·15	9·77	5·5	5	9·5	6·4	8·7	β
25 .	69·25	5·70	4·44	10·40	5·5	4·5	10	7·5	9·1	α
26 .	69·41	5·80	4·23	10·45	5·5	4	10·5	7·3	9·1	β
27 .	68·92	5·40	5·03	10·22	5	5	10	7·6	9·6	α
28 .	66·01	6·28	4·45	12·39	5·5	4	10·5	5·4	9·8	γ
Mittel	68·39	5·79	4·66	10·65	5·5	4·5	10			

Typenformel:

$$s_{68\cdot5}\quad a_{5\cdot5}\quad c_{4\cdot5}\quad f_{10}. \qquad k = 1\cdot25.$$

Typus Dognacska.

Analyse 29 (137). Banatit Dognacska, Banat (65·71 SiO_2).

Analyse 30. Quarzglimmerdiorit, Chowchilla River, Mariposa, Co., Cal. (62·62 SiO_2).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
29 . .	70·47	4·71	6·07	8·02	5	6·5	8·5	8·5	10	α
30 . .	68·65	4·90	6·32	8·86	5	6	9	7·5	9·9	α
Mittel .	69·56	4·80	6·20	8·44	5	6	9			

Typenformel:

$$s_{69\cdot5}\quad a_5\quad c_6\quad f_9. \qquad k = 1\cdot40.$$

Typus Klausen II.

Analyse 31 (121). Quarz-Hypersthen-Biotitdiorit Klausen (59·97 SiO_2).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
31 . .	65·74	5·03	5·89	12·43	4·5	5	10·5	8·2	9·9	α

Typenformel:

$$s_{65\cdot5}\quad a_{4\cdot5}\quad c_5\quad f_{10\cdot5}. \qquad k = 1\cdot21.$$

Typus Emigrant Gap.

Analyse 32 (113). Quarz-Pyroxen-Glimmerdiorit, Electric Peak (56·28 SiO_2).

Analyse 33. „Gabbro“ Emigrant Gap, Placer Co., Cal. (Enthält Biotit, Hypersthen und Diallag) (55·40 SiO_2).

Digitized by Google

Für sie ist:

Analyse	*s*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
32. .	60·21	3·90	4·96	21·59	2·5	3·5	14	7·8	8·2	*α*
33. .	58·91	3·98	5·54	21·87	2·5	3·5	14	7·4	7·4	*β*
Mittel.	59·60	3·94	5·25	21·73	2·5	3·5	14			

Typenformel:

$$s_{59\cdot5}\quad a_{2\cdot5}\quad c_{3\cdot5}\quad f_{14}. \qquad k = 1\cdot07.$$

Typus Georgetown.

Analyse 34. Quarz-Biotit-Hornblendediorit, Georgetown D.C. (SiO_2 56·41).

Analyse 35. Quarz-Biotit-Hornblendediorit, Triadelphia Md. (SiO_2 55·97).

Für sie ist:

Analyse	*s*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
34. .	60·98	3·20	6·36	19·87	2	4·5	13·5	7·1	9·3	*β*
35. .	60·89	3·19	6·65	19·38	2	4·5	13·5	7·3	9·1	*β*
Mittel.	60·94	3·20	6·50	19·63	2	4·5	13·5			

Typenformel:

$$s_{61}\quad a_2\quad c_{4\cdot5}\quad f_{13\cdot5}. \qquad k = 1\cdot18.$$

Typus Porters bridge.

Analyse 36. Quarz-Biotit-Hornblendediorit, Porters bridge, Md. (SiO_2 55·16).

Analyse	*s*	*A*	*C*	*F*	*a*	*c*	*f*	*n*	*m*	Reihe
36. .	61·10	2·70	8·61	16·18	2	6	12	7·2	9·1	*β*

Typenformel:

$$s_{61}\quad a_2\quad c_6\quad f_{12}. \qquad k = 1\cdot23.$$

Diese Reihe enthält mit Ausnahme von einer sämtliche berechnete Granodiorite (9 Analysen), daher wird sie am besten als Granodioritreihe bezeichnet. Außerdem sind in ihr 8 Quarzdiorite vom Electric Peak und die Banatite vom Banat untergebracht. Sämtliche Vertreter enthalten reichlich Quarz, nur bei Analyse 34 und 35 wird von Williams „wenig Quarz" angegeben.

Digitized by Google

2. Diorite.

Typus Mt. Ascutney I.

Analyse 37. Hornblende-Augit-Biotitdiorit, quarzführend, Mt. Ascutney Vt. (64·62 SiO_2.)

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
37. .	72·30	8·58	2·15	6·14	10	2·5	7·5	5·7	8·8	β

Typenformel:

$$s_{72\cdot5}\ a_{10}\ c_{2\cdot5}\ f_{7\cdot5} \qquad k = 1\cdot17.$$

Typus Mt. Ascutney II.

Analyse 38. Hornblende-Augit-Biotitdiorit, quarzführend, Mt. Ascutney Vt. (SiO_2 57·97).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
38. .	66·24	7·62	3·77	10·68	7	3·5	9·5	6·1	8·6	β

Typenformel:

$$s_{66}\ a_{7}\ c_{3\cdot5}\ f_{9\cdot5} \qquad k = 1\cdot04$$

Typus La Plata.

Analyse 39. Augit-Hornblende-Biotitdiorit, quarzführend, mit reichlichem Orthoklas, La Plata Mts., Col. (SiO_2 55·53).

Analyse 40 (111). „Syenit", wässeriger Weg, Odenwald (SiO_2 55·43).

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
39. .	61·94	7·10	3·77	16·10	5	3	12	6·5	7·1	β
40. .	61·74	5·63	2·85	21·30	4	2	14	6·0	7·8	β
Mittel.	61·84	6·37	3·31	18·70	4·5	2·5	13			

Typenformel:

$$s_{62}\ a_{4\cdot5}\ c_{2\cdot5}\ f_{13\cdot} \qquad k = 0\cdot97.$$

Typus Robinson.

Analyse 41 (118). Diallag-Hypersthen-Biotitdiorit, quarzführend, Robinson, Castle Mts., Mont. (SiO_2 56·80).

Analyse 42. Mittel zweier Analysen von „Orthoklas-Gabbrodiorit", quarzführend (mit Biotit, Augit, Hypersthen und Hornblende), Hurricane Ridge (SiO_2 55·93 und 56·21).

Analyse 43 (140). Hornblendediorit, South Husent Creek, Butte Co., Col.

Digitized by Google

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
41 . .	62·62	6·92	4·88	13·78	5·5	4	10·5	6·7	9·0	β
42 . .	62·02	6·44	5·32	14·19	5	4	11	6·9	8·8	β
43 . .	63·29	5·79	4·63	15·75	4·5	3·5	12	9·1	8·8	α
Mittel .	62·64	6·38	4·94	14·57	5	4	11			

Typenformel;

$$s_{62\cdot5}\quad a_5\quad c_4\quad f_{11}.\qquad k = 1\cdot00.$$

Typus Red Mt.

Analyse 44. Hornblende-Biotitdiorit, etwas quarzführend, Red Mt., Mont. (SiO_2 56·41).

Analyse 45. Dioritische Fazies von Gabbro, feldspatreich, Hurricane Ridge, Absaroka Range (SiO_2 57·26).

Analyse 46. Pyroxen-Biotitdiorit, quarzführend, Electric Peak (SiO_2 58·05).

Analyse 47. Augit-Biotit-Hornblendediorit, quarzführend, Yaqui Creek, Mariposa Co., Cal. (SiO_2 58·09).

Analyse 48. Granodiorit, Donnerpaß, Placer Co., Cal. (SiO_2 59·48),

Analyse 49. „Gabbroitische Fazies von Dioritmonzonit“ (mit Augit, Hypersthen, Biotit und sehr wenig Quarz), Ophir Needles, Col. (SiO_2 56·93).

Analyse 50. „Gabbro related to Diorit“ (mit Biotit, Diallag, Hypersthen, Hornblende) quarzführend Croesus mine, Idaho (SiO_2 57·78).

Analyse 51 (122). Quarzführender Hornblende-Augit-Biotitdiorit, Sweetgrass Creek, Crazy Mts., Mont. (SiO_2 53·48).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
44	62·16	5·25	6·07	14·97	4	4·5	11·5	6·5	7·2	β
45	64·18	6·61	6·06	10·24	5·5	5·5	9	6·8	9·3	β
46	63·94	5·34	6·17	12·96	4·5	5	10·5	7·2	9·2	β
47	64·48	4·54	6·72	12·92	4	5·5	10·5	6·9	9·5	β
48	65·83	5·31	5·79	11·82	4·5	5	10·5	7·0	8·3	β
49	63·25	5·19	5·79	14·60	4	4·5	11·5	6·5	8·7	β
50	63·71	4·96	5·45	15·33	4	4	12	6·9	8·4	β
51	60·05	5·35	7·24	14·48	4	5·5	10·5	8·1	8·7	α
Mittel	63·45	5·32	6·16	13·41	4·5	5	10·5			

Digitized by Google

Typenformel:

$$s_{63\cdot5} \quad a_{4\cdot5} \quad c_5 \quad f_{10\cdot5}. \qquad k = 1\cdot10.$$

Typus Elizabethtown I.

Analyse 52. „Pyroxenischer Anorthosit" Elizabethtown, N. Y. (SiO_2 56·94).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
52	63·15	4·70	8·81	9·80	4	7·5	8·5	7·7	7·6	α

Typenformel:

$$s_{63} \quad a_4 \quad c_{7\cdot5} \quad f_{8\cdot5}. \qquad k = 1\cdot13.$$

Typus Sauk Center.

Analyse 53 (108). Hornblendediorit Sauk Center, Minnesota (SiO_2 56·59).

Analyse 54. „Pyroxensyenit", Goroschki, Wolynien (SiO_2 54·50).

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
53	61·80	5·21	2·74	22·10	3·5	2	14·5	8·6	7·7	α
54	61·60	5·30	3·52	20·55	3·5	2·5	14	6·0	8·0	β
Mittel	61·70	5·25	3·13	21·33	3·5	2	14·5			

Typenformel:

$$s_{61\cdot5} \quad a_{3\cdot5} \quad c_2 \quad f_{14\cdot5}. \qquad k = 1\cdot04.$$

Typus Campo Major.

Analyse 55 (112). Hypersthen-Biotit-Diorit Campo Major, Portugal (SiO_2 56·09).

Analyse 56. Quarzführender Amphibol-Augit-Biotit-Diorit Mt Ascutney, Vt. (SiO_2 52·12).

Analyse 57. Typischer Hypersthennorit, Oberhofer bei Klausen (SiO_2 56·72).

Analyse 58. „Gabbrosyenit" Goroschki, Wolynien (SiO_2 52·20).

„ 59 (109). Augit-Glimmer-Diorit Rock Creek, Mont. (SiO_2 57·97).

Digitized by Google

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
55	58·75	4·76	5·07	21·59	3	3	14	7·4	8·9	β
56	59·24	5·55	5·06	19·12	3·5	3·5	13	7·0	8·2	β
57	59·95	5·18	5·33	19·03	3·5	3·5	13	9·2	8·5	α
58	59·48	4·98	4·50	21·18	3	3	14	6·5	8·4	β
59	61·67	5·23	4·49	18·82	3·5	3	13·5	5·9	5·8	β
Mittel	59·82	5·14	4·89	19·95	3·5	3	13·5			

Typenformel:

$$s_{60} \quad a_{3\cdot5} \quad c_3 \quad f_{13\cdot5}. \qquad k = 0{\cdot}99.$$

Typus Schwarzenberg.

Analyse 60 (125). Amphibol-Biotit-Diorit Schwarzenberg, Vogesen (SiO_2 53·00).

Analyse 61. Gabbro (biotithaltig) Beams Hill, Absaroka Range (SiO_2 53·57).

Analyse 62. Quarzführender Augit-Hypersthen-Biotit-Diorit Sonora Tuolumne Co., Cal. (SiO_2 57·80).

Analyse 63. Norit Tinnebach bei Klausen (SiO_2 55·56).

Analyse 64. Feinkörniger Enstatitnorit, Tinnebach bei Klausen (SiO_2 55·80).

Analyse 65 (123). Glimmerdiorit Sambo River, Victoria (SiO_2 57·69).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
60	58·77	4·16	6·96	18·82	3	4·5	12·5	7·5	8·7	α
61	59·82	5·09	6·45	16·89	3·5	4·5	12	6·7	8·5	β
62	62·98	4·04	6·40	16·06	3	5	12	6·1	8·9	β
63	60·38	4·76	6·23	17·17	3·5	4·5	12	8·4	10	α
64	60·87	4·68	6·35	17·07	3·5	4·5	12	8·2	8·9	α
65	63·84	4·17	6·01	15·70	3·5	4·5	12	6·0	8·6	β
Mittel	61·11	4·48	6·40	16·95	3·5	4·5	12			

Typenformel:

$$s_{61} \quad a_{3\cdot5} \quad c_{4\cdot5} \quad f_{12}. \qquad k = 1{\cdot}08.$$

Digitized by Google

Typus Rekefjord.

Analyse 66 (124). Quarzführender Norit Rekefjord, Norwegen (SiO 52·21).

Analyse 67 (167). Gabbro Torfhaus bei Harzburg (SiO_2 53·65), etwas quarzhaltig.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
66	61·22	4·56	8·14	13·38	3·5	6	10·5	8·3	9·6	α
67	60·04	5·76	8·91	12·62	3·5	7	9·5	7·6	8·4	α
Mittel	60·63	4·66	8·53	13·00	3·5	6·5	10			

Typenformel:

$$s_{60\cdot5}\ a_{3\cdot5}\ c_{6\cdot5}\ f_{10\cdot} \qquad k = 1\cdot05.$$

Typus Limestone Cove.

Analyse 68. „Gabbro" Limestone Cove, Tenessee (Hypersthen-Plagioklasgestein SiO_2 48·11).

Analyse 69. Olivingabbro Goroschki Wolynien (SiO_2 47·73).

Für sie ergibt sich:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
68	55·96	4·49	5·12	24·61	2·5	3	14·5	7·0	8·8	β
69	55·23	3·73	4·80	27·43	2	2·5	15·5	7·8	8·6	α
Mittel	55·59	4·11	4·96	26·02	2	2·5	15·5			

Typenformel:

$$s_{55\cdot5}\ a_{2}\ c_{3\cdot5}\ f_{15\cdot5\cdot} \qquad k = 0\cdot92.$$

Typus Richmond.

Analyse 70 (114). Augitdiorit Richmond, Minnesota (SiO_2 52·60).

Analyse 71 (115). Augitdiorit Little Falls, Minnesota (SiO_2 52·35).

Analyse 72. Olivingabbronorit Goroschki, Wolynien (SiO_2 50·14).

Analyse 73. „Monzonit" Mal Inverno, Monzoni (SiO_2 51·29).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
70	56·41	4·40	5·65	23·00	2·5	3·5	14	8·0	8·7	α
71	55·64	3·78	6·05	24·70	2	3·5	14·5	7·7	8·3	α
72	57·10	3·86	6·25	22·50	2·5	4	13·5	7·8	8·3	α
73	55·54	3·97	7·16	22·20	2·5	4	13·5	5·8	6·4	β
Mittel	56·17	4·00	6·28	23·10	2·5	3·5	14			

Digitized by Google

Typenformel:

$$s_{56} \quad a_{2\cdot5} \quad c_{3\cdot5} \quad f_{14}. \qquad k = 0\cdot94.$$

Typus Stony Mt.

Analyse 74 (127). Augitdiorit Stony Mt., Ouray Co., Cal. (SiO_2 52·05).

Analyse 75. Olivinnorit Gazkowskaja Rudnja, Wolynien (SiO_2 49·13).

Analyse 76. Olivinnorit Goroschki, Wolynien (SiO_2 50·56).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
74 .	56·55	4·26	7·22	20·49	2·5	4·5	13	7·4	8·6	β
75 .	54·82	4·01	7·83	21·34	2·5	4·5	13	8·1	9·6	α
76 .	57·60	4·09	7·34	19·38	2·5	5	12·5	8·4	8·8	α
Mittel .	56·32	4·12	7·46	20·40	2·5	4·5	13			

Typenformel:

$$s_{56\cdot5} \quad a_{2\cdot5} \quad c_{4\cdot5} \quad f_{13}. \qquad k = 0\cdot94.$$

Typus Radautal.

Analyse 77 (163). Gabbro Radautal, Harz mit viel Hypersthen und Glimmer (SiO_2 49·63).

Analyse 78. Granulitic Diallag Gabbro, Minnesota (hypersthenreich) (SiO_2 49·56).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
77 .	54·91	2·53	7·73	24·37	1·5	4·5	14	7·8	8·8	α
78 .	53·82	3·00	8·29	23·30	1·5	5	13·5	10	8·8	α
Mittel .	54·36	2·76	8·01	23·83	1·5	4·5	14			

Typenformel:

$$s_{54\cdot5} \quad a_{1\cdot5} \quad c_{4\cdot5} \quad f_{14}. \qquad k = 0\cdot96.$$

Typus Crystall Falls.

Analyse 79. Hornblendegabbro, Crystall Falls, Mich. (SiO_2 49·80).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
79	53·81	2·74	9·95	20·14	1·5	6	12·5	8·5	8·4	α

Digitized by Google

Typenformel:

$$s_{54} \quad a_{1\cdot5} \quad c_6 \quad f_{12\cdot5}. \qquad k = 0\cdot95.$$

Die meisten in dieser Reihe vereinigten Gesteine wurden schon früher als Diorite, resp. Norite bezeichnet, nur wenige als Gabbros; die letzteren enthalten entweder etwas Quarz, wie das Gestein von Torfhaus bei Harzburg, oder reichlich Hypersthen und z. T. Glimmer wie der „Gabbro" von Limestone Cove, Te., und der vom Radautal im Harz; auch der Olivingabbro von Goroschki mit 47·7% SiO_2 kann unmöglich viel Olivin enthalten, wenn er wesentlich aus Labrador (zirka 50% SiO_2), Diallag (zirka 50% SiO_2) und reichlich Titaneisen bestehen soll, außerdem werden noch Mikroperthit und Spuren von rhombischem Pyroxen und Biotit angegeben. Die Mehrzahl der Gesteine ist frei von Quarz und Olivin; wo eines dieser Mineralien auftritt, kann dies der ganzen Zusammensetzung nach nur in spärlichem Maße stattfinden; der Kieselsäurequotient liegt der Einheit sehr nahe. Man bezeichnet solche Diorite dann am besten als „quarzführend" oder „olivinführend".

II. Familie der Gabbro.

Typus Montrose.

Analyse 80 (107). Augitnorit Montrose Point N Y. (SiO_2 55·34).
Analyse 81. Monzonit, Monzoni (SiO_2 54·20).
Analyse 82 (110). Diorit Wehling, Odenwald.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
80	59·50	5·62	4·74	19·80	4	3	13	7·5	8·0	α
81	59·37	6·30	3·78	20·24	4	2·5	13·5	5·1	7·0	γ
82	56·59	6·62	3·19	23·79	4	2	14	6·0	7·8	β
Mittel	58·48	6·18	3·90	21·28	4	2·5	13·5			

Typenformel:

$$s_{58\cdot5} \quad a_4 \quad c_{2\cdot5} \quad f_{13\cdot5}. \qquad k = 0\cdot89.$$

Typus Gröba.

Analyse 83 (142). „Augitsyenit" Gröba, Sachsen (SiO_2 51·73).
Analyse 84 (154). Glimmergabbro Hurricane Ridge, Yellowstone Park (SiO_2 53·71).

Digitized by Google

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
83	56·38	6·52	6·11	18·05	4	4	12	7·2	8·6	β
84	58·91	5·83	5·67	17·92	4	4	12	6·3	8·7	β
Mittel	57·65	6·17	5·89	17·98	4	4	12			

Typenformel:

$$s_{57\cdot5}\quad a_4\quad c_4\quad f_{12}. \qquad k = 0{\cdot}86.$$

Typus Whiteface.

Analyse 85. Gabbro in Anorthosit übergehend, Whiteface Mt. N. Y.

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
85	59·30	4·87	10·28	10·36	4	8	8	8·7	7·1	α

Typenformel:

$$s_{59\cdot5}\quad a_4\quad c_8\quad f_8. \qquad k = 0{\cdot}98.$$

Typus Côte St. Pierre.

Analyse 86. Biotit-Hypersthengabbro, Côte St. Pierre, Canada (SiO_2 52·19).

Analyse 87. „Olivinpyroxensyenit" Goroschki, Wolynien (SiO_2 47·34).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
86	56·50	4·84	4·31	24·55	3	2·5	14·5	7·8	7·6	α
87	56 61	4·65	4·60	24·39	3	2·5	14·5	6·4	9·7	β
Mittel	56·55	4·75	4·45	24·47	3	2·5	14·5			

Typenformel:

$$s_{56\cdot5}\quad a_3\quad c_{2\cdot5}\quad f_{14\cdot5}. \qquad k = 0{\cdot}91.$$

Typus Lichtenberg.

Analyse 88 (126). „Diorit" Lichtenberg, Odenwald (Hypersthen, Biotit und Amphibol führend).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
88	54·95	4·84	7·22	20·59	3	4·5	12·5	8·5	8·4	α

Typenformel:

$$s_{55}\quad a_3\quad c_{4\cdot5}\quad f_{12\cdot5}. \qquad k = 0{\cdot}86.$$

Digitized by Google

Typus Kentallen.

Analyse 89. Kentallenit, Kentallen, England (SiO_2 48·00).
Analyse 90. Kentallenit Allt-an Sithein, England (SiO_2 52·09).
Analyse 91. Gabbro Split mine, Adirondack Mts., N. Y.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
89	48·96	4·81	2·70	36·02	2	1·5	16·5	6·4	8·3	β
90	53·79	4·02	3·23	31·71	2	1·5	16·5	5·1	8·3	γ
91	52·64	3·44	2·33	29·50	2	1·5	16·5	8·4	7·5	α
Mittel	51·79	4·09	2·75	32·41	2	1·5	16·5			

Typenformel:

$$s_{52}\quad a_2\quad c_{1\cdot5}\quad f_{16\cdot5}. \qquad k = 0{\cdot}83.$$

Typus Elizabethtown II.

Analyse 92. Gabbroartiger Norit, Elizabethtown, N. Y. (SiO_2 47·16).

Analyse 93. „Diorit" Hump Mt., N. C.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
92	54·20	4·10	5·17	36·26	2	3	15	8·0	8·4	α
93	52·47	3·25	6·85	27·21	2	3·5	14·5	8·6	8·4	α
Mittel	53·33	3·67	6·01	31·73	2	3	15			

Typenformel:

$$s_{53\cdot5}\quad a_2\quad c_3\quad f_{15}. \qquad k = 0{\cdot}81.$$

Für sie ist:

Typus Sulitelma.

Analyse 94 (158). Hornblendegabbro Lindenfels, Odenwald (SiO_2 45·11).

Analyse 95 (155). Olivingabbro Sulitelma, Norwegen (SiO_2 48·57).

Analyse 96 (156). Olivingabbro Pigeon Point, Minnesota.

Analyse 97 (157). Norit Ivrea, Oberitalien (SiO_2 49·95).

Analyse 98. Gabbro amphibolique, Saleix, Ariège (SiO_2 47·45).

Digitized by Google

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
94	49·66	4·56	8·13	24·84	2·5	4·5	13	9·0	8·4	α
95	50·71	3·44	7·88	26·65	2	4	14	9·4	7·9	α
96	54·98	3·17	8·65	21·31	2	5	13	8·5	8·8	α
97	54·73	3·79	8·44	20·81	2·5	5	12·5	8·7	8·7	α
98	51·88	4·11	7·46	24·98	2·5	4	13·5	8·5	7·6	α
Mittel	52 39	3·81	8·11	23·72	2·5	4·5	13			

Typenformel:

$$s_{52\cdot5} \quad a_{2\cdot5} \quad c_{4\cdot5} \quad f_{13}. \qquad k = 0\,83.$$

Typus Molkenhaus.

Analyse 99 (152). Olivinführender Bronzitgabbro Molkenhaus, Harz (SiO_2 46·43).

Analyse 100. Gabbronorit Kent mine, Adirondack Mts.

Analyse 101. Enstatitgabbro Emerald mine, Canada (SiO_2 49·32).

Es ist für:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
99	48·15	2·39	5·78	35·41	1	2·5	16·5	7·7	9·0	α
100	52·64	3·23	4·69	31·39	1·5	2·5	16	8·0	7·7	α
101	51·19	2·86	5·23	32·61	1·5	2·5	16	7·4		β
Mittel	50·66	2·83	5·23	33·14	1·5	2·5	16			

Typenformel:

$$s_{50\cdot5} \quad a_{1\cdot5} \quad c_{2\cdot5} \quad f_{16}. \qquad k = 0\cdot84.$$

Typus Keewenaw.

Analyse 102 (160). Olivin- und diallagreicher Gabbro Keewenaw (SiO_2 45·66).

Analyse 103 (162). Olivingabbro Buchau, Schlesien (SiO_2 50·08).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
102	48·44	2·42	7·69	31·31	1	4	15	9·0	9·9	α
103	51·32	1·97	7·29	30·16	1	3·5	15·5	9·0	7·0	α
Mittel	49·88	2·20	7·49	30·74	1	4	15			

Digitized by Google

Typenformel:

$$s_{50} \quad a_1 \quad c_4 \quad f_{15} \cdot \qquad k = 0\,85.$$

Typus Baltimore.

Analyse 104 (161). Hypersthengabbro Baltimore (SiO_2 46·85).

Analyse 105 (159). Gabbro Keewenaw (normales mittleres Gestein) (SiO_2 46·45).

Analyse 106. Gabbrodiorit Minnesota Falls (SiO_2 48·29).

Analyse 107. Bronzitnorit Crystal Falls, Mich. (SiO_2 48·23).

Analyse 108 (164). Norit Harzburg Harz (SiO_2 48·96).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
104 .	49·45	1·66	10·58	26·03	1	5·5	13·5	9·6	8·4	α
105 .	50·80	2·45	11·00	22·27	1·5	6	12·5	9·1	9·9	α
106 .	51·30	2·07	10·97	22·62	1	6	13	8·8	7·6	α
107 .	52·19	1·88	9·56	24·90	1	5·5	13·5	7·3	9·5	β
108 .	50·43	1·89	9·37	27·05	1	5	14	5·3	8·3	γ
Mittel	50·84	1·99	10·29	24·57	1	5·5	13·5			

Typenformel:

$$s_{51} \quad a_1 \quad c_{5\cdot5} \quad f_{13\cdot5} \cdot \qquad k = 0\cdot89.$$

Typus Stone Run.

Analyse 109. „Diorit“ Stone Run, My.

Analyse 110. Gabbro, feldspatreich, diallagarm, Langenlois, Niederösterreich (SiO_2 46·71).

Analyse 111. Gabbrodiorit, Ilchester, Md.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
109 .	51·04	1·44	11·69	22·45	1	6·5	12·5	9·3	9·0	α
110 .	49·36	1·83	11·98	23·02	1	6·5	12·5	9·5	9·5	α
111 .	48·88	2·12	12·38	22·08	1	7	12	6·2	8·5	β
Mittel.	49·76	1·80	12·02	22 52	1	6·5	12·5			

Typenformel:

$$s_{50} \quad a_1 \quad c_{6\ 5} \quad f_{12\cdot5} \cdot \qquad k = 0\cdot87.$$

Digitized by Google

Typus Orange Grove:

Analyse 112. Olivingabbro Orange Grove, Baltimore Co.

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
112 . . .	48·02	0·67	4·39	41·86	0	2	18	9·0	7·4	α

Typenformel:

$$s_{48} \quad a_0 \quad c_2 \quad f_{18}. \qquad k = 0{\cdot}88.$$

Typus Bagley Creek.

Analyse 113 (165). Gabbro Bagley Creek, Mt. Diablo Cal.

Analyse 114. Gabbro Langenlois, Niederösterreich.[1])

Analyse 115 (166). Gabbrodiorit Baltimore; Durchschnitt mehrerer Handstücke (SiO_2 48·02).

Analyse 116. Hypersthengabbro, Wetheredville, Baltimore Co.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
113	49·95	1·18	8·60	30·49	0·5	4·5	15	10	7·1	α
114	49·14	1·50	8·48	30·90	0·5	4	15·5	9·3	7·0	α
115	49·49	1·48	9·13	29·29	0·5	4·5	15	10	8·2	α
116	47·13	0·98	10·65	28·61	0·5	5	14·5	9·3	8·1	α
Mittel	48·93	1·28	9·21	30·07	0·5	4·5	15			

Typenformel:

$$s_{49} \quad a_{0\cdot5} \quad c_{4\cdot5} \quad f_{15}. \qquad k = 0{\cdot}87.$$

Typus Phoenix reservoir.

Analyse 117. Olivingabbro, Phoenix reservoir, Tuolumne Co., Cal.

Analyse 118. Norit Mc. Kinseys Mill, My.

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
117 .	47·75	1·02	13·86	22·49	0·5	7·5	12	8·5	8·7	α
118 .	50·80	0·55	11·86	24·38	0·5	6·5	13	9·5	9·6	α
Mittel	49·27	0·78	12·86	23·43	0·5	7	12·5			

[1]) Die Analyse dieses Gabbro von Langenlois war früher (diese Arbeit, Teil I, pag. 425) unter Nr. 168 angeführt; der durch sie allein vertretene Typus Langenlois passte seiner Formel nach sehr schlecht in den Rahmen der dort gegebenen Gabbrotabelle. Die Berechnung war infolge unrichtiger Analysenangabe in Roths Analysentabellen (1897) pag. 38) und Zirkels Lehrbuch der Petrographie (1894, III, pag. 755) falsch; jetzt ist das Mißverhältnis zwischen s und $a\,c\,f$ vollständig gehoben.

Digitized by Google

Typenformel:

$$s_{49\cdot5} \quad a_{0\cdot5} \quad c_7 \quad f_{12\cdot5}. \qquad k = 0\cdot91.$$

An diese Gabbrotypen, die man als die der Hauptreihe bezeichnen kann, schließt sich noch eine kleine basische Reihe an; einer der Repräsentanten derselben, der Hornblendegabbro von Pavone bei Ivrea, wurde schon im I. Teil dieser Arbeit als außergewöhnlich kieselsäurearm erwähnt, obgleich er 33% Plagioklas enthält, der der mittleren Zusammensetzung nach Bytownit ist. Der Olivingabbro von Pharkowsky Ouwal ist nach den Angaben von Duparc sehr feldspatarm, nähert sich also in seiner Zusammensetzung den Peridotiten (Typus Kaltes Tal — auch Pharkowsky Ouwal enthält braunen Glimmer). Der Olivingabbro vom Big Timber Creek enthält braune Hornblende, Augit, Olivin und Labrador, der aber mit Fragezeichen angeführt wird.

Typus Pharkowsky Ouwal.

Analyse 119. Olivingabbro Pharkowsky Ouwal, Ural (SiO_2 46·28).

Analyse 120 (153). Olivingabbro Big Timber Creek, Crazy Mts, Mont (SiO_2 40·42).

Für sie ist:

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
119 .	45·71	2·18	3·29	43·35	1	1·5	17·5	7·3	6·9	β
120 .	44·32	1·67	4·48	43·10	0·5	2	17·5	7·6	8·3	α
Mittel	45·01	1·92	3·88	43·22	1	1·5	17·5			

Typenformel:

$$s_{45} \quad a_1 \quad c_{1\cdot5} \quad f_{17\cdot5}. \qquad k = 0\cdot72.$$

Typus Pavone.

Analyse 121 (169). Hornblendegabbro Pavone, Piemont (SiO_2 39·84).

Analyse	s	A	C	F	a	c	f	n	m	Reihe
121 . .	43·34	2·04	10 55	31·48	1	5	14	8·0	8·4	α

Typenformel:

$$s_{43\cdot5} \quad a_1 \quad c_5 \quad f_{14}. \qquad k = 0\cdot67.$$

Die drei beigegebenen Tabellen lassen übersehen, daß die 121 berechneten Analysen sich in der angegebenen Weise sehr gut

Digitized by Google

ordnen lassen und daß die Übereinstimmung zwischen s und acf in den einzelnen Reihen so vollkommen ist, wie man nur wünschen kann.

Sie bilden einen Beweis für meine frühere Behauptung, daß Reihen, in denen der Zusammenhang zwischen diesen Größen ein nur unvollkommener ist, bei Benutzung eines größeren, zuverlässigen Analysenmaterials an Regelmäßigkeit gewinnen müssen.

Der Unterschied im Gehalt an SiO_2 beträgt (bei gleichen acf) in benachbarten Reihen zirka 4—6%. So ist z. B. für

	s	a	c	f
Typus Brixen (Tonalitreihe) . . .	77·5	7	4·5	8·5
Dypvik (Granodioritreihe) . .	72	7	5	8
Ascutney II (Dioritreihe) . .	66	7	3·5	9·5
Anderseits für				
Typus Georgetown (Granodioritreihe)	61	2	4·5	13·5
Stony Mt. (Dioritreihe) . . .	56·5	2·5	4·5	13
Sulitelma (Gabbroreihe). . .	52·5	2·5	4·5	13

Ferner sind die Unterschiede von a in die Augen fallend. Bei den Quarzdioriten sowohl der Tonalit- wie Granodioritreihe liegt die Hauptentwicklung (die Typen, die durch die meisten Analysen vertreten sind) zwischen $a = 7$ und 4·5; bei den Dioriten zwischen 5 und 2·5, bei den Gabbros (Hauptreihe) zwischen 4 und 0·5 und bei der basischen Gabbroreihe bei 1. Es nimmt also die Feldspatmenge überhaupt oder die Azidität der Feldspäte oder beides ab, je nach der Größe c.

Sehr charakteristisch sind ferner die Kieselsäurequotienten für die 5 Reihen. So bewegt sich k bei der Tonalitreihe zwischen 1·58 und 1·80 (rund 1·60—1·80) fällt, also zusammen mit der oberen Grenze von k bei Graniten und Lipariten. Für die Granodiorite ergibt sich $k <1·47> 1·18$ (wenn von dem abnorm tief liegenden Wert 1·07 des Typus Emigrant Gap abgesehen wird). Auch hier ist noch ein reichliches Auftreten von Quarz zu erwarten. An diese Grenzen schließt sich k bei den Dioriten an, es liegt zwischen 1·17 und 0·92; die meisten Werte liegen der Einheit nahe, wie sich bei dem nur sehr spärlichen Auftreten von Quarz und Olivin erwarten läßt. Bei den Gabbros wurde k zu 0·91—0·81 berechnet (mit Ausnahme des Typus Whiteface, dessen $k = 0·98$ ist). In der basischen Gabbroreihe endlich ist $k = 0·72—0·67$. In dieser letzten Reihe

Digitized by Google

ist das reichliche Auftreten von Orthosilikaten — Olivin, Hornblende von Pavone — zu erwarten.

Die hier vorgeschlagene Einteilung und Nomenklatur würde sich also in folgender Weise gestalten:

I. Dioritfamilie umfaßt die sauren und intermediären Tiefengesteine mit vorherrschendem Kalknatronfeldspat und frei von Feldspatvertretern, glimmer-, hornblende- oder pyroxenhaltig.

a) Untergruppen der Quarzdiorite { saure oder Tonalitreihe, basische oder Granodioritreihe.

Die Repräsentanten werden bezeichnet als Quarzglimmerdiorite, Quarzhornblendediorite, Quarzaugitdiorite, Quarzhornblendeaugitdiorite etc.

b) Untergruppe der Diorite. Bezeichnung der vorigen entsprechend Glimmerdiorit, Augithornblendediorit etc.; sind geringe Mengen von Quarz oder Olivin vorhanden, so wird dies durch „quarzführend", resp. „olivinführend" ausgedrückt, z. B. olivinführende Hornblendehypersthendiorite.

II. Gabbro- (resp. Norit-) Familie umfaßt die basischen Tiefengesteine mit vorherrschendem Kalknatronfeldspat und frei von Feldspatvertretern, glimmer-, hornblende- und pyroxenhaltig.

a) Untergruppe der Gabbros (resp. Norite), quarzhaltige Glieder werden als „quarzführend" bezeichnet, z. B. quarzführender Hornblendegabbro.

b) Untergruppe der Olivingabbros (resp. Olivinnorite). Beide sind chemisch sehr wenig verschieden; nur bei sehr reichlichem Gehalt an Orthosilikat wie in der basischen Reihe tritt diese Verschiedenheit in der chemischen Formel hervor. Bei der geringen Verbreitung, die die Repräsentanten dieser basischen Reihe zu besitzen scheinen, ist eine besondere Bezeichnung unnötig. Beispiel: Olivinbiotitaugitgabbro.

Die Anorthosite sind den Familien der Diorite und Gabbros gegenüber durch ihre niederen Werte von f ausgezeichnet. Ihrer Kieselsäuremenge s nach stehen sie zwischen den Reihen der Diorite und der Hauptreihe der Gabbros.

Digitized by Google

Analysen-Tabellen.

Digitized by Google

Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO
6.	74·69	0·66	11·07	2·77	—	0·21
9.	71·97	0·27	10·87	3·36	—	3·40
10.	71·61	0·62	11·31	3·29	—	2·44
11.	70·65	0·75	10·62	3·67	—	3·50
14.	72·39	0·55	11·06	3·10	—	2·18
16.	69·29	0·58	9·91	3·92	—	5·24
17.	70·30	0·48	10·26	4·10	0·07	3·41
21.	69·80	0·43	10·31	3·61	0·08	3·99
25.	68·69	0·56	10·14	4·02	—	5·41
26.	69·05	0·36	10·03	4·04	0·04	5·48
28.	65·41	0·60	10·73	5·89	—	6·26
30.	68·20	0·45	11·22	4·09	0·05	4·64
33.	58·52	0·47	9·52	6·97	0·10	9·10
34.	60·36	0·55	9·56	6·85	0·10	11·52
35.	60·00	0·89	9·83	6·59	0·07	10·98
36.	60·56	0·53	11·31	7·50	0·13	7·16
37.	71·61	0·67	10·73	3·49	0·11	1·83
38.	64·95	1·29	11·39	5·38	0·14	3·70
39.	61·15	0·79	10·87	6·42	0·15	4·96
42.	61·32	0·70	11·76	6·24	0·15	6·04
44.	61·60	0·56	11·32	4·25	0·07	6·50
45.	63·55	0·63	12·67	5·12	0·15	4·28
46.	63·09	0·85	11·51	6·16	—	5·78
47.	63·71	0·77	11·26	5·57	—	6·68
48.	65·07	0·76	11·10	5·47	0·10	4·38
49.	62·39	0·86	10·98	7·16	0·09	5·43
50.	62·84	0·87	10·41	5·29	0·14	7·50
52.	62·79	0·36	13·51	3·47	0·10	3·90
54.	59·81	1·79	8·82	10·98	0·20	5·35
56.	57·50	1·73	10·61	8·58	0·16	6·85
57.	59·95	—	10·51	8·82	—	7·33
58.	57·38	2·10	9·48	12·06	—	5·74
61.	59·09	0·73	11·54	7·17	0·07	7·21
62.	62·42	0·56	10·44	7·17	0·16	6·71
63.	60·38	—	11·46	10·71	—	6·46
64.	60·87	—	11·03	10·75	—	4·52
Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO

Digitized by Google

Ba O	*Sr O*	*Ca O*	*Na_2 O*	*K_2 O*	*$P_2 O_5$*	Sonstiges
—	—	3·98	4·94	1·61	—	*Li_2 O* 0·07
—	—	3·94	4·43	1·76	—	—
—	—	4·35	4·61	1·64	0·07	*Li_2 O* 0·06
—	—	4·68	3·91	2·16	0·06	—
0·08	—	4·58	3·84	2·14	0·08	—
0·04	—	5·23	4·20	1·53	0·06	—
0·03	—	5·61	3·51	2·17	0·06	—
0·07	0·06	5·33	4·22	1·98	0·12	—
0·03	—	5·38	4·25	1·45	0·07	—
—	—	5·12	4·24	1·56	0·08	—
—	—	4·69	3·37	2·91	0·14	—
—	—	6·40	3·68	1·22	0·05	—
0·03	—	11·21	2·95	1·03	0·10	—
—	—	7·76	2·28	0·92	0·03	*$Zr O_2$* 0·07
—	—	8·39	2·32	0·86	0·07	—
—	—	10·00	1·94	0·76	0·10	*$Zr O_2$* 0·01
0·02	—	2·84	4·90	3·68	0·10	*$Zr O_2$* 0·02
0·03	—	5·20	4·67	2·95	0·30	—
0·06	0·07	8·21	4·59	2·51	0·22	—
—	—	7·08	4·47	1·97	0·27	—
0·04	0·05	10·13	3·43	1·82	0·23	—
—	—	6·75	4·52	2·09	0·24	—
—	—	7·19	3·83	1·51	0·08	—
0·03	0·03	7·33	3·12	1·42	0·08	—
0·04	—	7·62	3·73	1·58	0·15	—
0·03	0·04	7·64	3·39	1·80	0·19	—
0·05	0·05	7·75	3·42	1·54	0·14	—
0·02	—	11·12	3·59	1·11	0·03	—
—	—	7·54	3·15	2·15	0·21	—
0·02	—	8·57	3·90	1·65	0·42	*$Zr O_2$* 0·01
—	—	8·21	4·76	0·42	—	—
—	—	7·88	3·23	1·75	0·38	—
0·09	0·09	7·35	4·31	2·14	0·21	—
0·04	0·03	8·35	2·46	1·58	0·08	—
—	—	6·23	4·02	0·74	—	—
—	—	8·15	3·82	0·86	—	—
Ba O	*Sr O*	*Ca O*	*Na_2 O*	*K_2 O*	*$P_2 O_5$*	Sonstiges

Digitized by Google

Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO
68.	53·33	2·63	9·61	13·06	0·18	8·48
69.	51·93	3·30	8·53	14·14	0·27	9·18
72.	55·06	2·04	10·11	10·12	0·18	8·31
73.	55·45	0·09	11·13	8·11	—	6·08
75.	53·51	1·31	11·84	10·95	0·14	9·42
76.	55·59	2·01	11·43	8·91	0·23	7·86
78.	53·43	0·39	11·29	10·74	0·06	9·59
79.	53·81	0·64	12·69	5·56	—	11·42
81.	59·04	0·33	10·08	7·90	0·65	5·55
85.	58·93	0·37	15·15	2·95	0·10	4·32
86.	55·92	0·58	9·15	8·10	—	10·56
87.	53·10	3·51	9·25	16·74	0·20	3·77
89.	48·96	—	7·51	6·69	—	23·35
90.	53·79	—	7·25	6·93	—	19·33
91.	51·67	0·97	12·00	10·52	0·15	11·49
92.	51·44	2·76	9·27	13·87	0·22	8·57
93.	50·82	1·65	10·10	11·30	0·20	11·39
98.	50·64	1·24	11·57	6·23	—	12·72
100.	48·38	4·26	7·92	15·45	0·16	8·66
101.	50·87	0·32	8·09	7·65	—	17·22
106.	51·30	—	13·04	5·27	—	12·02
107.	51·39	0·80	11·44	6·42	—	17·32
109.	49·12	1·87	13·13	11·54	0·26	8·38
110.	49·36	—	13·81	5·43	—	16·33
111.	47·85	1·03	14·50	9·16	0·05	9·50
112.	47·75	0·27	5·06	8·51	0·13	22·24
114.	49·14	—	9·98	5·26	—	16·19
116.	47·03	0·10	11·63	5·87	0·13	17·84
117.	47·43	0·32	14·88	7·05	0·07	12·53
118.	50·62	0·18	12·41	7·30	0·15	15·89
119.	45·71	—	5·47	9·97	—	19·98
Nr.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO

Digitized by Google

BaO	SrO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Sonstiges
0·02	0·01	7·98	3·13	1·36	0·21	—
—	—	8·64	2·92	0·81	0·28	—
—	—	10·14	3·03	0·83	0·18	—
—	—	15·17	2·29	1·68	—	—
—	—	8·66	3·25	0·76	0·16	—
—	—	9·72	3·44	0·65	0·16	—
—	—	11·20	3·00	—	0·30	—
—	—	13·11	2·32	0·42	0·03	—
—	—	9·92	3·23	3·07	0·23	—
—	—	13·27	4·26	0·61	0·04	—
—	—	10·20	3·79	1·05	0·65	—
—	—	8·28	2·97	1·68	0·50	—
—	—	8·68	3·07	1·74	—	—
—	—	8·68	2·04	1·98	—	—
—	—	9·67	2·88	0·56	0·09	—
—	—	9·50	3·26	0·84	0·27	—
—	—	11·17	2·78	0·47	0·12	—
—	—	13·49	3·48	0·63	—	—
—	—	11·81	2·58	0·65	0·13	—
—	—	12·97	2·12	0·74	0·02	—
—	—	16·30	1·82	0·25	—	—
—	—	10·72	1·38	0·50	0·03	—
—	—	13·96	1·34	0·10	0·25	ZrO_2 0·05
—	—	13·24	1·74	0·09	—	—
—	—	15·75	1·32	0·80	0·04	—
—	—	15·37	0·60	0·07	—	—
—	—	17·93	1·40	0·10	—	—
—	—	16·42	0·91	0·07	—	—
—	—	16·70	0·87	0·15	—	—
—	—	12·90	0·52	0·03	—	—
—	—	16·69	1·59	0·59	—	—
BaO	SrO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Sonstiges

Digitized by Google

Tabelle I. **Quarzdiorit.** *a)* **Tonalitreihe.**

a	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*
7	76·5	7·5	1·5	11	—	—	—	—	77·5	7	4·5	8·5	—	—	—	—
	Klausen I β								Brixen γ							
6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	74	6·5	7	6·5
													Val Moja β			
5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	72·5	4·5	6	9.5
													Avio See α β			

b) **Granodioritreihe.**

a	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	75·5	9·5	6·5	4
													Electric Peak α			
8	—	—	—	—	—	—	—	—	74·5	8	5	7	—	—	—	—
									Silverlake β							
7	—	—	—	—	—	—	—	—	72	7	5	8	73	7·5	6	6·5
									Dypvik $\alpha\beta\beta\beta\beta\beta$				Silver Wreath β			
6	—	—	—	—	—	—	—	—	71·5	6	4·5	9·5	—	—	—	—
									Lincoln $\alpha\beta\beta\beta\beta\beta\beta$							
5	—	—	—	—	68	5	3·5	11·5	68·5	5·5	4·5	10	69·5	5	6	9
					Butte $\beta\beta$				Brush Creek $\alpha\alpha\beta\beta\gamma$				Dognacska $\alpha\alpha$			
4	—	—	—	—	—	—	—	—	65·5	4·5	5	10·5	—	—	—	—
									Klausen II α							
3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2	—	—	—	—	59·5	2·5	3·5	14	61	5	4·5	13·5	61	2	6	12
					Emigrant Gap $\alpha\beta$				Georgetown $\beta\beta$				Porters bridge β			

Digitized by Google

Tabelle II. Diorit.

a	s	a	c	f	s	a	c	f	s	a	c	f	s	a	c	f
10	72·5	10	2·5	7·5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	Ascutney I β															
9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
7	—	—	—	—	66	7	3·5	9·5	—	—	—	—	—	—	—	—
					Ascutney II β											
6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5	—	—	—	—	—	—	—	—	62·5	5	4	11	—	—	—	—
									Robinson $\alpha\beta\beta$							
4	62	4·5	2·5	13	—	—	—	—	63·5	4·5	5	10·5	63	4	7·5	8·5
	La Plata $\beta\beta$								Red Mt. $\alpha\beta\beta\beta\beta\beta\beta\beta$				Elizabethtown I α			
3	61·5	3·5	2	14·5	60	3·5	3	13·5	61	3·5	4·5	12	60·5	3·5	6·5	10
	Sauk Center $\alpha\beta$				Campo major $\alpha\beta\beta\beta\beta$				Schwarzenberg $\alpha\alpha\alpha\beta\beta\beta$				Rekefjord $\alpha\alpha$			
2	55·5	2	2·5	15·5	56	2·5	3·5	14	56·5	2·5	4·5	13	—	—	—	—
	Limestone Cove $\alpha\beta$				Richmond $\alpha\alpha\alpha\beta$				Stony Mt. $\alpha\alpha\beta$							
1	—	—	—	—	—	—	—	—	54·5	1·5	4·5	14	54	1·5	6	12·5
									Radautal $\alpha\alpha$				Crystal Falls α			

Digitized by Google

Tabelle III.

Gabbro. *a)* Hauptreihe.

a	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*
4	—	—	—	—	58·5	4	2·5	13·5	57·5	4	4	12	—	—	—	—	59·5	4	8	8
					Montrose $\alpha\beta\gamma$				Gröba $\beta\beta$								Whiteface α			
3	—	—	—	—	56·5	3	2·5	14·5	55	3	4·5	12·5	—	—	—	—	—	—	—	—
					Côte St. Pierre $\alpha\beta$				Lichtenberg α											
2	52	2	1·5	16·5	53·5	2	3	15	52·5	2·5	4·5	13	—	—	—	—	—	—	—	—
	Kentallen $\alpha\beta\gamma$				Elizabethtown II $\alpha\alpha$				Sulitelma $\alpha\alpha\alpha\alpha\alpha$											
1	—	—	—	—	50·5	1·5	2·5	16	50	1	4	15	51	1	5·5	13·5	50	1	6·5	12·5
					Molkenhaus $\alpha\alpha\beta$				Keewenaw $\alpha\alpha$				Baltimore $\alpha\alpha\alpha\beta\gamma$				Stone Run $\alpha\alpha\beta$			
0	48	0	2	18	—	—	—	—	49	0·5	4·5	15	—	—	—	—	49·5	0·5	7	12·5
	Orange Grove α								Bagley Creek $\alpha\alpha\alpha\alpha$								Phönix reservoir $\alpha\alpha$			

Gabbro. *b)* Basische Reihe.

a	*s*	*a*	*c*	*f*	*s*	*a*	*c*	*f*
1	45	1	1·5	17·5	43·5	1	5	14
	Pharskowsky Ouwal $\alpha\beta$				Pavone α			

Digitized by Google

6. Electric Peak, Clarke Bull. 168, pag. 88 (J).
9. Electric Peak, cfr. 6, pag. 88 (I).
10. Electric Peak, cfr. 6, pag. 88 (G).
11. Electric Peak, cfr. 6, pag. 88 (H).
14. Silver Wreath mine, cfr. 6, pag. 139 (J).
16. Mt. Stuart, cfr. 6, pag. 224 (A).
17. Kate Hayes Hill, cfr. 6, pag. 194 (B).
21. Needle Mtn., cfr. 6, pag. 96 (C).
25. Hardscrabble Creek, cfr. 6, pag. 224 (B).
26. Electric Peak, cfr. 6, pag. 87 (E).
28. Crystal Falls in Clements: Some examples of rock variation, Journ. Geol. VI, 1898, pag. 378.
30. Chowchilla river, cfr. 6, pag. 209 (K).
33. Emigrant Gap, cfr. 6, pag. 198 (C).
34. Georgetown, cfr. 6, pag. 44 (E).
35. Triadelphia, cfr. 6, pag. 44 (D).
36. Porters bridge, cfr. 6, pag. 45 (H).
37. Mt. Ascutney, cfr. 6, pag. 25 (L).
38. Mt. Ascutney, cfr. 6, pag. 25 (K).
39. La Plata Mt., cfr. 6, pag. 161 (E).
42. Hurricane Ridge, cfr. 6, pag. 93 (Mittel von G und H).
44. Red Mt., cfr. 6, pag. 118 (M).
45. Hurricane Ridge, cfr. 6, pag. 93 (I).
46. Electric Peak, cfr. 6, pag. 87 (B).
47. Yaqui Creek, cfr. 6, pag. 209 (L).
48. Donner Pass, cfr. 6, pag. 198 (B).
49. Ophir Needles, cfr. 6, pag. 163 (M).
50. Croesus mine, cfr. 6, pag. 137 (C).
52. Elizabethtown, cfr. 6, pag. 37 (C).
54. Goroschki: W. Tarassenko, N. J. 1899, I, pag. 463.
56. Mt. Ascutney, cfr. 6, pag. 25 (J).
57. Oberhofer in Teller und v. John, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 32, 1882.
58. Goroschki, cfr. 54.
61. Beams Hill, cfr. 6, pag. 95 (D).
62. Sonora, cfr. 6, pag. 204 (D).
63. Tinnebach, cfr. 57.
64. Tinnebach, cfr. 57.
68. Limestone Cove, cfr. 6, pag. 59.
69. Goroschki, cfr. 54.
72. Goroschki, cfr. 54.
73. Mal Inverno: C. Dölter, Tschermaks M. M., 21, 1902, pag. 73.
75. Gazkowskaja Rudnja, cfr. 54.
76. Goroschki, cfr. 54.
78. Minnesota, cfr. 6, pag. 81 (C).
79. Crystal Falls, cfr. 28.

Digitized by Google

81. Monzoni: Brögger, Die Eruptivgesteine des Kristianiagebietes, II, pag. 24.
85. Whiteface Mt., cfr. 6, pag. 36 (B).
86. Côte St. Pierre: A. Osann: 12. Ann. Rep. Geol. Surv. Canada, 1902.
87. Goroschki, cfr. 54.
89. Kentallen: J. B. Hill und H. Kynaston, Quart. Journ. Geol. Soc., 56, 1900.
90. Allt-an Sithein, cfr. 89.
91. Split mine in J. F. Kemp, 19. Ann. Rep. Geol. Surv., III.
92. Elizabethtown, cfr. 6, pag. 37 (D).
93. Hump Mt., cfr. 6, pag. 52 (C).
98. Saleix: A. Lacroix, Compt. rend. VIII. Congr. géol. internat., 1900, pag. 832.
100. Kent mine, cfr. 91.
101. Emerald mine, cfr. 86.
106. Minnesota Falls, cfr. 6, pag. 83.
107. Crystal Falls, cfr. 28.
109. Stone Run, cfr. 6, pag. 45, I.
110. Langenlois: F. Becke, Tschermaks M. M., IV, 1881.
111. Ilchester, cfr. 6, pag. 44 (C).
112. Orange Grove, cfr. 6, pag. 44 (A).
114. Langenlois, cfr. 110.
116. Wetheredville, cfr. 6, pag. 44 (B).
117. Phönix reservoir, cfr. 6, pag. 206 (L).
118. Mac Kinseys Mill, cfr. 6, pag. 45 (J).
119. Pharkowsky Ouwal: L. Duparc und F. Pearce, Mém. d. l. soc. Physique et d'Histoire nat. de Genève, 34, 1902.

Digitized by Google

XXI. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite,

mit besonderer Berücksichtigung

der Vorkommnisse des mittleren Ötztales.

Von **L. Hezner**, Zürich.

Mit Taf. IV, V und 5 Figuren im Text.

Einleitung.

Die Anregung zu dieser Arbeit wurde durch das Studium der Eklogite und Amphibolite des mittleren Ötztales gegeben. Im Herbste des Jahres 1900 durchwanderte ich auf den Rat meines verehrten Lehrers Prof. Dr. Grubenmann zum erstenmale diesen Teil der Tiroler Zentralalpen und lernte die Vorkommnisse dieser Gesteinsarten bei Umhausen, im Sulztal bei Gries, am Burgstein bei Längenfeld und an der Straße von Aschbach nach Sölden kennen. Auch an den mächtigen Schuttkegeln, welche sich von den Amphibolitgipfeln zu beiden Seiten des Breitlehner Hochtales herunterziehen, wurde studiert und geschlagen. — In den zwei folgenden Herbsten wurden die Exkursionen wiederholt, besonders um die schönen Aufschlüsse, welche durch den Straßenbau zwischen Aschbach und Sölden gegeben waren, nicht unbenutzt zu lassen. Jede der genannten Lokalitäten trägt ein bestimmtes und ganz charakteristisches Gepräge, das sowohl durch eigentümliche Gesteinstypen, als auch hauptsächlich durch die paragenetischen Verhältnisse gegeben ist. Und diese lassen bei näherer Betrachtung schon makroskopisch-genetische Beziehungen durchblicken. So finden sich gewisse sehr interessante Typen von Amphiboliten stets in Gesellschaft von Eklogiten, und zwar so durch Übergänge verbunden, daß an der Entstehung des Amphibolgesteins aus dem Pyroxengestein kaum mehr ein Zweifel bestehen kann. Die an allen Ötztaler Vorkommnissen beobachteten schönen Gesetzmäßigkeiten erweckten in mir ein so intensives Interesse für jene beiden

Digitized by Google

Gesteinsgruppen, daß ich, begierig die gleichen Typen und die gleiche Metamorphose auch anderwärts zu finden, sowohl durch eigene Anschauung als auch durch Studium der einschlägigen Literatur meine Kenntnis der Eklogite und Amphibolite möglichst zu verallgemeinern suchte. Die hochinteressante Arbeit von F. Schalch: „Die Amphibolite von Blatt Petersthal-Reichenbach der geologischen Spezialkarte von Baden" (18)[1]) überzeugte mich, daß im Schwarzwald strukturelle Varietäten des Ötztales, zum Teile in vollkommenerer Ausbildung, wiederkehren und ich versagte mir nicht, dieselben durch eigene Anschauung auch im Terrain kennen zu lernen. Aus dem niederösterreichischen Waldviertel standen mir eine große Menge Handstücke und auch Schliffe aus der mineralogisch-petrographischen Sammlung des eidgenössischen Polytechnikums und der Universität in Zürich zur Verfügung. Sie sind zum größten Teil in der klassischen Arbeit von Fr. Becke: „Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels" behandelt und einige hieher gehörige Dünnschliffe verdanke ich der Güte des Herrn Prof. Becke in Wien. Aus der Züricher petrographischen Sammlung erhielt ich ferner Proben aus der Amphibolitregion des Mont Blanc Massivs, einzelnes aus dem Allalingebiet und Norwegen und schöne Handstücke und Schliffe von Eklogiten aus Bayern und vom Jaufenberg in Südtirol; aus dem k. k. Hofmuseum überließ Herr Prof. Berwerth mir freundlichst einige Handstücke, darunter den Eklogit von der Saualpe in Kärnten.

Es ist mir eine liebe Pflicht, den genannten Herren hier auf das herzlichste zu danken, vor allem aber meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Grubenmann, der mich mit unermüdlicher Hilfsbereitschaft, sowohl durch Rat und Belehrung als auch durch Beschaffung von Material unterstützte. Vielen Dank schulde ich auch Herrn Bodmer-Beder für die Herstellung der Mikrophotographien, welche er mit freundlichem Interesse und Eingehen in meine Intentionen hergestellt hat.

Die Eklogite scheinen das Interesse der Petrographen eine Zeitlang auf lebhafte Weise in Anspruch genommen zu haben, denn während 15 Jahren, zwischen 1871 und 1886, erschienen eine Reihe bedeutender Arbeiten über diese Gesteinsklasse, welche zum Teile ein-

[1]) Die Zahlen hinter Verfassern und Literaturangaben bezeichnen die Nummer des zitierten Werkes im Literaturverzeichnis.

Digitized by Google

zelne Vorkommnisse behandeln, zum Teile aber auch monographischen Charakter tragen, wie Drasche, Über die mineralogische Zusammensetzung des Eklogits; Riess, Untersuchungen über die Zusammensetzung des Eklogits und Lohmann, Neue Beiträge zur Kenntnis des Eklogits vom mikroskopisch-mineralogischen und archäologischen Standpunkt aus. Seit dem Anfang des letzten Dezenniums des vorigen Jahrhunderts dagegen gab es nur noch einige kleinere Publikationen über Eklogite einzelner Lokalitäten. Im Lehrbuch der Petrographie von Zirkel findet sich pag. 369, Bd. III, ein ausführliches Verzeichnis der hieher gehörigen Literatur bis zum Jahre 1894. Seitdem blieb es bei verstreuten kleineren Notizen. Erst im Herbste 1902 publizierte Jukowsky wieder eine Arbeit über die Eklogite der Aiguilles rouges. Zirkel hat in dem Kapitel seines Lehrbuches über den Eklogit die gesamte vorhandene Literatur auf das sorgfältigste benützt und alles auf diesem Gebiete Errungene in umfassendster Weise dargestellt, während Rosenbusch in dem kurzen Abschnitt über dies Gestein in seinen „Elementen der Gesteinslehre" den Chemismus aufzuklären und genetische Gesichtspunkte zu geben sucht.

Daß mit den oben genannten Arbeiten dem Verlangen nach Erkenntnis der Eklogite vorläufig genug getan schien, findet sein Recht und seine Erklärung darin, daß sie in Bezug auf die Beschreibung des Gesteins und auf die Erforschung seines Mineralbestandes vollkommen erschöpfend sind. Indessen entbehrt selbstverständlich die optische Diagnose noch vielfach jener Schärfe, welche der heutigen mikroskopischen Technik erreichbar ist. Noch mehr als dies aber berechtigt die vorherrschend genetische Betrachtungsweise, welche der modernen Petrographie eigen ist, auch auf dem Gebiet der Eklogite zu neuer Umschau.

Die Amphibolite erfuhren in der petrographischen Literatur niemals eine monographische Behandlung. Aber zahlreiche Arbeiten über Vorkommnisse einzelner Lokalitäten geben ein ausreichendes Bild der Erscheinungsmodalitäten dieser Gesteinsart. Eine vortreffliche Zusammenfassung alles darüber Bekannten bietet wiederum Zirkel in seinem Lehrbuch der Petrographie (Bd. III, pag. 333) mit einem Anhang der bis zum Jahre 1894 erschienenen Amphibolitliteratur. Dabei war die Arbeit Beckes „Die Gneisformation des niederösterreichischen Waldviertels" von der allergrößten Bedeutung sowohl für die Erkenntnis der verschiedenen Amphibolitvarietäten nach

Digitized by Google

ihrem Mineralbestand, worauf bis jetzt die Systematik gegründet wurde, als auch für die Aufklärung der strukturellen Eigentümlichkeiten dieser Gesteine. Überhaupt ist diese Abhandlung eine unerschöpfliche Quelle von Belehrung und ein Beweis dafür, wie weittragend und für die allgemeinsten Gesichtspunkte unseres Wissenszweiges bedeutungsvoll eine vertiefte und gründliche Bearbeitung einer einzelnen Lokalität sein kann. In ähnlicher Weise fruchtbar wirkten Horace B. Patton und Ippen durch ihre Untersuchungen der Amphibolgesteine der Umgegend von Marienbad und des Bachergebietes (siehe Literaturverzeichnis), während Cathrein durch die Auffindung und interessante Darstellung verschiedener Granatpseudomorphosen in Amphiboliten für die Umwandlung und selbst für die Entstehung gewisser Typen wichtige Fingerzeige lieferte.

Das Werk Lehmanns „Untersuchungen über die Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und bayrisch-böhmische Grenzgebirge“ (13) findet bei Zirkel keine Erwähnung. Dennoch enthält es wohl eine der ersten, und zwar eine außerordentlich plastische Darstellung der Entstehung eines Feldspatamphibolits aus einem Gabbro.

Nach dem Jahre 1894 wirkte in hohem Grade fördernd auf die Erkenntnis der Amphibolite R. Schäfer durch seine Untersuchungen „Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis“ (34), in welchen verschiedenartige Umwandlungen von Gabbros, die alle in Amphibolitbildung gipfeln, beschrieben werden. Holland (20) behandelt die Kelyphitfrage an der Hand eines indischen Vorkommnisses von Granatamphibolit, nachdem sie schon früher sowol von Becke als auch von Patton besprochen worden war. Sauer (4) macht mit Amphiboliten aus dem Schwarzwald bekannt, welche zum Teile bis jetzt ganz vereinzelt gefundene Gemengteile, wie Orthit, Bronzit und Gedrit, in reichlichem Maße führen, zum Teile auch Pleonast aufweisen, der noch in keinem Vorkommnis gefunden worden war, obgleich ein Mineral der Spinellgruppe in einem Gesteine, das sehr häufig den Chemismus der Gabbromagmen besitzt, nicht sehr überraschen kann. Last not least sei noch Schalchs schöne Arbeit „Die Amphibolite vom Blatt Petersthal-Reichenbach der geolog. Spezialkarte von Baden“ (18) angeführt. In ihr werden die behandelten Amphibolite nach strukturellen Typen unterschieden und

Digitized by Google

so der Weg zu einer Einteilung nach Strukturformen gewiesen, die in diesem Falle mit einer genetischen fast gleichbedeutend ist.

Während der Begriff des Eklogits schon von Riess in einer so treffenden Weise festgelegt wurde, daß er fast allgemeine Annahme fand, blieb der des Amphibolits in der Literatur noch lange schwankend. Bei älteren Schriftstellern wird gewöhnlich unter Amphibolit ein reines Amphibolgestein, meist Hornblendeschiefer oder -fels, verstanden, während die Granat-, Feldspat- oder Zoisit-Amphibolite als Amphibolschiefer, Grünsteine, Hornfelse oder dergleichen gehen. Noch bei Zirkel besteht der eigentliche Amphibolit aus Hornblende allein. In der neuesten Zeit scheint sich hauptsächlich durch Rosenbusch die Terminologie der Amphibolite in der Literatur zu konsolidieren. Man trennt die aus einem Amphibolmineral als Hauptgemengteil bestehenden Felsarten, die Hornblendeschiefer, -felse und Aktinolithschiefer von den eigentlichen Amphiboliten, deren wesentliche Bestandmineralien Hornblende und Plagioklas sind, welch letzterer ganz oder teilweise durch Zoisit-Epidot, Granat oder Skapolith vertreten werden kann. Ihre allgemeine Aufnahme verdankt diese Bezeichnungsweise gewiß ihrer genetischen Grundlage, denn die meisten Hornblendeschiefer und -felse, sowie die Strahlsteinschiefer werden von Peridotiten und verwandten Eruptivgesteinen abgeleitet, ein großer Teil der Amphibolite von Gabbros und deren zugehörigen Gang- und Ergußgesteinen.

I. Eklogite.

1. Makroskopischer Habitus.

Alle bedeutenderen Vorkommnisse von Amphibolgesteinen im mittleren Ötztal schließen auch Eklogite ein, die aber ihre schönste Ausbildung am Gamskogl finden, dessen Nordabfall ins Sulztal und dessen Westabfall ins Ötztal geht. Da, wo ersteres in letzteres mündet, liegt das Örtchen Längenfeld. Wenn man von diesem Dorfe aus auf dem südlichen Wege, also links von der Sulztaler Ache, in ihr Tal emporsteigt, kommt man zuerst an gewöhnlichen, granatfreien Amphiboliten vorüber, welche, wie die Sedimentgneise, denen sie in geringer Mächtigkeit eingelagert sind, SO.—NW. streichen und NO. fallen. Mit dem Höhersteigen werden die Aufschlüsse seltener, zeigen aber auf lange hin immer denselben Paragneis. Nachdem die größte Höhe des Weges erreicht ist, wandert man eine längere Strecke durch

Digitized by Google

Wald, an dessen Ende, kurz vor dem kleinen Weiler Unter-Lehn, die vom Gamskogel gegen Norden abgehenden Wildbäche neben verschiedenen, aber ganz bestimmten Varietäten von Amphiboliten, herrliche Eklogite bringen, meist in großen Blöcken, an welchen sich die Variabilität des Gesteins in bezug auf Korngröße und Mengenverhältnis der Hauptkomponenten gut studieren läßt. In ein und demselben Block kann es vom Grobkörnigen bis zum Feinkörnigen gehen. Der Eklogit des Sulztals ist richtungslos struiert; nur selten zeigt sich eine schwache Andeutung von Schieferung. Eine undeutliche Paralleltextur, die hauptsächlich an den Omphazit geknüpft ist, läßt sich im Schliff nicht verkennen, während sie im Handstück kaum wahrnehmbar wird.

Makroskopisch lassen sich hellroter Granat in rundlichen Körnern und smaragdgrüner Pyroxen in kurzen Säulchen unterscheiden. Immer ist Pyrit ziemlich reichlich eingesprengt und zuweilen erscheint Zoisit in kleinen weißen Flecken. Granat und Pyroxen sind zuweilen so regelmäßig in handbreiten oder schmäleren Lagen angereichert, daß beinahe die Vorstellung von Schichtung erweckt wird. Sehr oft geschieht aber auch die Anreicherung dieser beiden Komponenten in Schlieren oder ganz unregelmäßig in nuß- bis kopfgroßen Flecken. Grobkörnige Stücke sind von schöner Farbenwirkung durch das leuchtende Grün des Pyroxens und das sanft abgetönte Rot des Granats. Die feinerkörnigen Varietäten wirken hellrötlichgrau oder hellgrünlichgrau je nach dem Vorherrschen von Granat oder Pyroxen. Jedoch erscheinen auch bei den grobkörnigen Stücken die einzelnen Hauptbestandteile nicht so scharf getrennt und individualisiert wie bei den Eklogiten des Fichtelgebirges oder der Saualpe; die Korngrenzen haben oft etwas scheinbar verschwimmendes, das Gestein erhält einen quarzitähnlichen Habitus oder einen eigentümlichen feuchten Schimmer, der an Anhydritglanz erinnert. Wenn die Verteilung von Granat und Pyroxen eine gleichmäßige ist, überwiegt in der Regel letzterer an Menge, dagegen kommt es häufiger zur Bildung von fast reinem Granatfels, als zu der von Pyroxenfels. Dem Hammer setzt das Gestein einen großen Widerstand entgegen und bricht splitterig.

Der westliche Ausläufer des Gamskogels, der etwa 200 *m* tief steil ins Ötztal abfällt, heißt der Burgstein. Es ist ein mächtiger Amphibolitklotz, oben durch eine grüne Terrasse abgeschnitten,

Digitized by Google

welche freundliche Niederlassungen trägt. Ungefähr in der Mitte des Stockes zieht sich gegen Westen eine tiefe Runse herunter, die in einer großen Schutthalde endet. Diese ist ganz aus Blöcken von Amphiboliten und Eklogiten zusammengesetzt. Die Eklogite gleichen denen des Sulztales vollkommen, nur tritt hier in manchen Stücken Disthen als makroskopischer Gemengteil auf, und dann ist das Gesteinsgewebe dicht und durch Anhäufungen von Granat und Pyroxen kleinfleckig. In der Formenentwicklung gleicht der Disthen ganz dem Pyroxen; auch er ist niemals gleichmäßig im Gestein verteilt, sondern tritt in Flecken und unregelmäßigen Adern auf. Wenn man die Runse emporklettert, so gelingt es, disthenfreien Eklogit, also die Sulztaler Varietät, in einem kleinen, aus Schotter und Rasen hervorragenden Köpfchen anstehend zu finden. Das Hangende dieses Eklogits ist ein fein gestreifter Amphibolit. Merkwürdig ist die Variabilität des Gesteins in diesem Felsköpfchen. In einem nicht viel mehr als faustgroßen Stücke wechseln kleine, sich rasch verlierende Schlieren von Eklogit mit solchen von Aktinolithschiefer und von verschiedenen Amphiboliten, ein Beweis für die unzertrennliche Zusammengehörigkeit dieser Gesteine.

Ein wenig nach Süden von diesem Köpfchen, schon auf der Höhe der Burgsteinterrasse, steht in einer kleinen Felswand ein anderer Eklogit an. Bei den bisher erwähnten war die Korngröße von Granat und Pyroxen ziemlich gleich; hier liegen fast erbsengroße Granaten in einer feinkörnigen Pyroxengrundmasse. Dem Eklogit ist eine sehr gebogene Strahlsteinschieferlinse eingelagert. Auch dieser Eklogit ist nicht konstant; er geht fleckenweise in eine später zu beschreibende Varietät von Eklogitamphibolit mit dichter Grundmasse über. Sein Liegendes ist ein feinkörniger Granatamphibolit, derselbe, der auch an der dritten untersuchten Lokalität, an der Straße von Aschbach nach Sölden, stets den Eklogit begleitet. Die Beobachtung, daß Eklogite häufig die zentralen Partien von Amphibolitstöcken bilden, scheint sich am Burgstein zu bestätigen.

An der Straße von Aschbach nach Sölden erstreckt sich am linken Ufer der Ötztaler Ache, an den Ostgehängen des Grieskogls mehrere Kilometer weit eine Amphibolit- und Eklogitzone. Die neugebaute Straße hat durch die ganze Zone frische Aufschlüsse geliefert, so daß ein detailliertes Profil notiert werden konnte. Am

Digitized by Google

Anfang desselben, da, wo die neue Straße sich in geringer Steigung von der alten abzweigt, fehlen die Eklogite. Es stehen Amphibolite von dioritischem Habitus an, die N.—S. streichen und saiger stehen. Weiter nach Süden ändert sich aber die Streichrichtung im Profile und geht SW.—NO. und stellenweise selbst O.—W., während das Fallen stets steil bleibt, mit einer Neigung nach NW. Da, wo die eklogitischen Gesteine vorherrschen, überwiegt eine so unregelmäßige Klüftung, daß Streichen und Fallen nicht mehr wohl bestimmt werden können. Reine unveränderte Eklogite nehmen im Profil Sölden-Aschbach übrigens einen sehr geringen Raum ein; sie treten in mehreren schmalen Zonen kurz vor und nach dem Engenstein auf, der von dem kleinen Straßentunnel durchbrochen wird und wechsellagern stets mit mittel- und feinkörnigen Granatamphiboliten. Die Söldener Eklogite sind von mittlerem oder feinem Korn und zeichnen sich durch die gleichmäßige Verteilung von Granat und Pyroxen aus. In einem an der alten Straße vorkommenden Eklogit sind sowohl Granat als Omphazit in rundlichen Häufchen aggregiert. Nur hier und da reichert sich der Granat so stark an, daß granatfelsartige Stellen entstehen. Dieselben unterscheiden sich von den granatreichen Abzweigungen der Eklogite des Sulztales und des Burgsteins durch das vollständige Fehlen von Pyroxen. Dagegen haben sie viel Quarz und etwas grüne Hornblende, so daß ihr Zusammenhang mit den Eklogiten zweifelhaft bleibt. Pyrit ist überall reichlich eingesprengt. Auch hier nimmt der Eklogit wieder die zentralen Partien des Vorkommnisses ein.

Im mikroskopischen Bilde (Tafel IV, Fig. 1) unterscheiden sich die Eklogite der drei studierten Ötztaler Lokalitäten viel weniger als im makroskopischen. Überhaupt ist die strukturelle Gleichmäßigkeit dieser Gesteinsart bei außerordentlichem Wechsel im Mengenverhältnis der Komponenten und in der Art der Akzessorien charakteristisch für dieselbe. Beim Vergleich der Eklogite des Fichtelgebirges und der Saualpe mit denen des Ötztales fällt sofort die Gleichartigkeit in der Formenentwicklung der Mineralkomponenten und in der Art ihres Verbundenseins, also in Struktur und Textur, auf. Bei || Nikols ist das Gesichtsfeld stets von den meist richtungslos angeordneten, größeren oder kleineren, farblosen, länglichen Körnern des Pyroxens erfüllt, zwischen welchen sich zuweilen ein rundlicher Granat kräftig erhebt oder ein tiefbraunes Rutilkorn oder seltener

Digitized by Google

grüne Hornblende hervortritt. In der ganzen mir bekannten Eklogitliteratur werden diese Gesteine fast nur als richtungslos körnige beschrieben, zuweilen mit porphyroidem Charakter. Selten wird eine schwache Schieferung angegeben und nur einmal bei Sauer und Schalch (4) „deutlich geschichtete Eklogite durch lagenweise Anreicherung von Omphazit oder Zoisit".

2. Mineralbestand.

Die einfachsten, von jeder Umwandlung freien Eklogite vom Sulztal bestehen fast nur aus Pyroxen und Granat mit wenig Pyrit, Rutil, Titaneisen, Zoisit und Epidot. Überhaupt ist der Mineralbestand der Ötztaler Eklogite relativ wenig mannigfaltig. Unter den von Riess und andern festgestellten Akzessorien des Gesteins: Hornblende, Glaukophan, Plagioklas, Quarz, Karbonat, Disthen, Zoisit, Epidot, Biotit, Muskovit, Apatit, Zirkon, Rutil, Titanit, Magnetit, Pyrit, Magnetkies und Eisenglimmer fehlen Glaukophan, Titanit, Zirkon, Apatit, Magnetkies und Eisenglimmer vollständig, Plagioklas, Quarz und Muskovit nehmen wo sie vorkommen, einen so minimalen Raum ein, daß sie den Gesteinscharakter kaum berühren. Biotit und Epidot können sich gelegentlich anreichern, zuweilen aber auch ganz fehlen; ähnlich der Disthen, der an wenigen Stellen, dann aber reichlich, auftritt. Der Gehalt an Hornblende wächst stets mit fortschreitender Metamorphose des Eklogits. Ganz konstante Akzessorien sind nur Rutil, Magnetit und Pyrit. Wo Karbonat erscheint, ist es stets Verwitterungsprodukt.

a) Der Omphazit.

Der Pyroxen der Ötztaler Eklogite ist der hell smaragdgrüne, welcher unter dem Namen Omphazit bekannt ist. Dieser gilt bei manchen Schriftstellern, z. B. Drasche, Duparc, als Diopsid, bei den meisten als tonerdereicher Augit. Die Entwicklungsgeschichte des Begriffes Omphazit ist bei Riess (1) gegeben. Die bis jetzt vorhandenen Analysen des Minerals ergaben einen Tonerdegehalt von 1·28—10·90%. Eine französische Analyse gibt nach Zirkel 14·25% Al_2O_3. Der Omphazit der Ötztaler Eklogite gehört zu den tonerdereichsten und fällt daneben durch seinen hohen Alkaligehalt (gegen 5%) auf, der sich bei keinem anderen Omphazit wiederfindet. Das Maximum an Alkalien wurde bisher in einer durch Ippen (10) gegebenen

Digitized by Google

Analyse mit 3% erreicht. Die Analyse, welche von mir im Laboratorium des mineralogisch-petrographischen Instituts des eidgenössischen Polytechnikums in Zürich ausgeführt wurde, betraf den Omphazit eines mittelkörnigen Eklogits aus der Schutthalde am Burgstein von so einfacher Zusammensetzung, wie die Sulztaler Eklogite, der fast nur aus Pyroxen, Granat, Rutil und Erz bestand. Zur Gewinnung des Omphazits wurde das Gestein im Stahlmörser zerkleinert und nachher geschlämmt. Dann wurde das Mineral mittels der Westienschen Lupe mit einer Pinzette herausgelesen, wobei die Trennung vom Granat wegen der großen Farbendifferenz leicht vonstatten ging. Dagegen zeigte sich bei der mikroskopischen Prüfung des ausgelesenen Materials, daß es noch ziemlich viel Rutil, Quarz und Erz enthielt, welche als Einschlüsse im Omphazit reichlich auftreten. Nach mehrmals wiederholter Auslese erwies sich der Pyroxen auch mikroskopisch rein, doch mag immerhin noch ein Teil des kleinen Titansäuregehaltes, den die Analyse ergab, von ganz minimalen Rutileinschlüssen herrühren, wie wohl auch die absolute Reinigung von Quarz nicht durchführbar war. Das Resultat der Analyse war folgendes:

	I.				II.
	Aufschluß mit Soda	Aufschluß mit Flußsäure		Mittel	Aus der Formel berechnet
SiO_2	54·21			54·21	53·91
TiO_2	0·47	0·44		0·46	
Al_2O_3	10·93	10·88		10·91 | 14·03	14·43
Fe_2O_3	3·18	3·05		3·12 |	
FeO			1·33	1·33	1·39
CaO	14·58	14·64		14·61	15·18
MgO	10·00	10·07		10·03	10·18
K_2O		0·92		0·92 | 5·43	5·05
Na_2O		4·51		4·51 |	
H_2O unter 110°			0·05	0·05	
H_2O über 110°					
				100·15	100·14

Spezifisches Gewicht: 3·33

Aus der Analyse berechnete Formel $7\,(NaK)Al(SiO_3)_2$
$3\,(Mg\,Fe)(Al\,Fe)_2SiO_6$
$28\,(Ca\,Mg\,Na_2)(SiO_3)_2$

Digitized by Google

Die aus der Formel berechnete prozentuale Zusammensetzung des Omphazits ist unter II. angegeben.

Die optische Bestimmung des Omphazits erstreckt sich in der Literatur nicht weiter, als bis zur Feststellung der prismatischen Spaltbarkeit mit dem Kreuzungswinkel der Spaltrisse von 87° auf Querschnitten und einer allgemeinen Messung der Auslöschungsschiefe von 35—45°.

Ippen (10) bestimmt die Auslöschungsschiefe der Omphazite des Bachergebietes auf 37° im Minimum und 45° im Maximum, ohne nähere Angabe der Flächen und Richtungen. Jukowsky (21) mißt die maximale Auslöschungsschiefe der Pyroxene aus den Eklogiten der Aiguilles rouges auf (010) zu 44—45° und gibt die Doppelbrechung $n_g - n_p = 0{\cdot}0249$ an. Deswegen und wegen der relativen Kleinheit des optischen Achsenwinkels rechnet er diesen Pyroxen zum Diopsid, trotz seines Tonerdegehaltes von 5%. Auch die Auslöschungsschiefe ist indessen für Diopsid zu groß. Wahrscheinlich sind seine Omphazite, so gut wie die des Ötztales, keine reinen Glieder der Pyroxenreihe. Ihre Doppelbrechung stimmt mit der der am stärksten doppelbrechenden Omphazite des Sulztaler Vorkommens überein, ihre Auslöschungsschiefe ist etwas größer. Die chemischen Differenzen der beiden Pyroxene sind weit bedeutender als die optischen. Der Eisengehalt der Ötztaler bleibt weit hinter dem der Aiguilles rouges zurück, während für den Thonerdegehalt das Umgekehrte stattfindet. Sehr zu bedauern ist es, daß Jukowsky versäumt hat, auf Alkalien zu prüfen, um so mehr, da der Alkaligehalt des Pyroxens den springenden Punkt seiner Hypothese über die Umwandlung der Eklogite in Amphibolite berührt. Die Summe der Prozentzahlen seiner Analysen geht zwar im einen Fall über 100 hinaus, im andern steigt sie über 99·45, so daß der Alkaligehalt, wenn überhaupt vorhanden, nur sehr klein sein kann.

Interessant ist, daß die Pyroxene der Eklogite der Aiguilles rouges die sehr feine, orthopinakoidale Spaltbarkeit des Diallages zeigen.

Beim Omphazit der Ötztaler Eklogite ist die prismatische Spaltbarkeit meist scharf entwickelt, doch fehlt sie bei einigen Schliffen fast ganz. Dieselbe Bemerkung machte Lohmann bei der Untersuchung einiger Eklogitbeilchen. Neben der Spaltbarkeit wurden früher fast nur noch Form und Farbe festgestellt. Die Form wird

Digitized by Google

überall ganz übereinstimmend als unselbständig mit stark prismatischer Tendenz angegeben.[1]) Dies trifft im allgemeinen auch für alle Ötztaler Eklogite zu; gewöhnlich ist ihre Gestalt länglich-körnig und ziemlich ganzrandig, wobei aber der Rand keine Krystallfläche bedeutet. Doch ist gar nicht selten, daß die Seitenflächen gut krystallographisch entwickelt sind und bei einigen Präparaten von Eklogiten des Burgsteins macht sich eine starke Annäherung an ganz idioblastische Formen geltend. Dabei liegen die Körner nach ihrer Längserstreckung oft annähernd parallel. Die Korngröße des Omphazits ist bei grob- und bei feinkörnigen Varietäten meist recht gleichmäßig. Nur da, wo sich mechanische Einwirkungen geltend machten, erscheint zuweilen ein Kranz kleiner Splitter um ein größeres Individuum, so bei einem Vorkommnis aus dem Sulztal.[2]) Manchmal, jedoch nur bei wenigen Vorkommnissen (am Burgstein), liegt hier und da ein großes Omphazitkorn wie in einer Grundmasse von kleineren mit gleichmäßiger Größe und trümmerartigem Habitus. Dieses einsprenglingsartige Individuum ist dann gewöhnlich stärker angegriffen als die übrigen und bedeutet vielleicht einen Rest, welcher von der Einwirkung jener bei den gebirgsbildenden Prozessen tätigen Kräfte, die die Mineralkomponenten so vieler krystalliner Schiefer auf gleiche Größe bringen, verschont geblieben ist (43). Die Farbe des Omphazits der Ötztaler Eklogite ist gewöhnlich heller oder tiefer smaragdgrün, jedoch auch manchmal graugrün. Sie wechselt nicht selten in demselben Vorkommnis, so daß die matter gefärbten Pyroxene den lebhafter farbigen zwischengestreut sind. Doch herrscht in demselben Gestein meist eine bestimmte Farbnuance vor. Mit dieser Farbendifferenz ist, wie wir sehen werden, ein Wechsel in der Auslöschungsschiefe und Doppelbrechung verbunden, der sich gewiß auf chemische Verschiedenheit gründet. In der Literatur wird der Omphazit gewöhnlich lauch-, gras- oder smaragdgrün genannt, doch wird auch von blaugrünen, gelbgrünen, gelblichen und bei einem

[1]) Traube („Über ein Vorkommen des Eklogits bei Frankenstein in Schlesien", Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Krystallographie, 1889, II) erwähnt 5—6 *cm* weit reichende Omphazite, die zu einem Individuum zu gehören scheinen, weil sie gleich orientiert sind, ganz von Granatadern durchsetzt.

[2]) Am Burgstein zeigen die disthenführenden Eklogite eine vollkommene Trümmerstruktur, welche durch die ganz zersplitterten Omphazite hervorgebracht wird. Größere Körner sind nesterweise erhalten.

Digitized by Google

Schwarzwälder Eklogit sogar von weißlichem Omphazit gesprochen. Unter dem Mikroskop erscheint er meist farblos oder nur mit einem Stich ins grüne. Von Riess wird ein dunkler Omphazit mit merklichem Pleochroismus erwähnt.

Die verschiedenen Nuancen des Grüns bei den Omphaziten der untersuchten Eklogite legten, wie wir gesehen haben, die Vermutung nahe, es möchte sich dabei nicht um einen Pyroxen von ganz einheitlicher Natur handeln. Die Doppelbrechung erweist sich nun auch als verschieden, nicht nur bei den Vorkommnissen einer Lokalität, sondern so, daß in demselben Schliff Omphazitkörner von verschiedener Doppelbrechung auftreten, wenn auch gewöhnlich eine Art vorherrscht. Zur Messung wurden stets Schnitte benützt, welche sich sehr dem seitlichen Pinakoid nähern, wo also $\gamma - \alpha$ ziemlich rein erscheint. Bei gleicher Schliffdicke zeigten die am schwächsten doppelbrechenden Omphazite das Orangegelb erster Ordnung, die am stärksten doppelbrechenden das Blaugrün bis Gelbgrün zweiter Ordnung. Dies entspricht bei den ersteren einer Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ von 0·016, bei den letzteren von 0·025. Ein mittlerer Typus hatte $\gamma - \alpha$ 0·020.[1])

Die Doppelbrechung der Pyroxene mit den niedrigsten Interferenzfarben sinkt also noch ziemlich bedeutend unter die des gewöhnlichen Augits hinab, die der Omphazite von mittlerer Höhe der chromatischen Polarisation kommt der des Augits gleich. Die höchste Doppelbrechung nähert sich der des Diopsids und eignet den Omphaziten, welche die leuchtendste grüne Eigenfarbe haben, während die graugrünen die am schwächsten doppelbrechenden sind. Die drei Bestimmungen beziehen sich aber nicht auf festbegrenzte Arten, sondern sind herausgegriffene Typen. Es handelt sich bei den Omphaziten der Ötztaler Eklogite, wie auch aus der aus der Analyse berechneten Formel hervorgeht, eben um isomorphe Mischungen gewisser Pyroxenmolekeln.

Für die Feststellung der Auslöschungsschiefe war es nicht möglich, Spaltblättchen von bestimmter Lage zu gewinnen. Ebensowenig konnte der Austritt einer optischen Normalen bei allen Arten konstatiert werden. Zur Messung wurden daher lauter solche Schnitte

[1]) Die Bestimmung dieser Größen geschah mit Hilfe der dem vortrefflichen Weinschenkschen Werkchen: „Die gesteinsbildenden Mineralien“ angehängten Tabelle.

Digitized by Google

ausgewählt, welche durch die Höhe ihrer Interferenzfarbe und dadurch, daß im konvergenten Licht kein oder nur ein ganz verschwindender Schatten der optischen Achsenebene erschien, eine bedeutende Annäherung an die Fläche (010) sicher machten. Die große Anzahl der Messungen sollte die Unbestimmtheit der einzelnen kompensieren.

Die Auslöschungsschiefen c : c der Omphazite mit schwächster Doppelbrechung auf (010) ergaben folgende Zahlen:

45°, 47°, 42°, 40°, 42°, 44°, 41°, 48°, 48°, 46°, 47°, Σ 485 : 12 = 44·05°.

Also Mittel etwa 44°.

Für die Omphazite mit mittlerer Doppelbrechung wurden erhalten:

40°, 42°, 42°, 39°, 40°, 41°, 45°, 40°, 40°, 38°, 39°. Σ 446 : 11 = 40·55°.

Mittel etwa 41°.

Hier gelang es, den Austritt einer optischen Normalen zu finden. Der Schnitt ergab c : c = 41° Auslöschungsschiefe.

Für die Omphazite mit stärkster Doppelbrechung:

40°, 43°, 42°, 38°, 37°, 43°, 40°, 39°, 41°. Σ 363 : 9 = 40·33.

Mittel etwa 40°.

Die Analyse des Omphazits betraf eine leuchtend grüne Varietät, für welche also die maximale Auslöschungsschiefe von 40° festgestellt wurde. Dies würde nach der Wiikschen Tabelle (31), welche den Zusammenhang der Abweichung des krystallographischen c vom optischen c mit dem Eisenoxydulgehalt der Pyroxene darstellt, einen Gehalt von etwa 2—3% FeO bedeuten. Das Analysenresultat ergab aber den geringeren FeO-Gehalt von 1·33%, eine Abweichung, welche indessen innerhalb der Grenzen der möglichen Variationen bleibt, wie der Vergleich anderer Posten der Tabelle zeigt. Die Dispersion des Omphazits, an der graugrünen Varietät bestimmt, war $\rho > \upsilon$. $2V = 66°$, 68° und 72°.

Die Spuren mechanischer Beeinflussung der Eklogite zeigen sich besonders am Omphazit und sind wenigstens bei den Ötztaler Vorkommnissen durchaus nicht selten. Am wenigsten treten sie bei den Varietäten mit Omphaziten von selbständiger Gestalt auf. Sind diese formlos entwickelt, von länglich-körniger Gestalt, jedoch ganz randig und frisch und von gleichmäßiger Korngröße, wie das gewöhnlich der Fall ist, dann zeigen sich nur vereinzelte und schwache Spuren von undulöser Auslöschung. Haben die Omphazite eines Vor-

Digitized by Google

kommnisses ungleiches Korn und gebuchtete oder gezackte Ränder, dann ist auch die undulöse Auslöschung häufig und deutlich, ja es ist zu Knickungen, Verschiebungen und zu vollständiger Zertrümmerung gekommen. In einem Eklogit von Gries wurde an den Pyroxenen sehr reichlich polysynthetische Zwillingsbildung nach (100) beobachtet. die ganz den Charakter von Zwillingsbildung durch Druck trägt. Die Lamellen sind nie klar und scharf, sondern verschwimmend und sich verlierend. Sehr häufig sind sie verbogen und oft von Spaltrissen oder Absonderungsrissen eingerahmt, während bei den nicht lamellierten Omphaziten desselben Schliffes die Spaltbarkeit kaum fühlbar wird. O. Mügge (45) beschreibt künstliche Druckzwillinge am Diopsid, meist nach 001, doch daneben auch solche nach dem vorderen Pinakoid und Rosenbusch (39) spricht von „durchgängiger polysynthetischer Zwillingsbildung nach 100“ bei den Pyroxen eines Pyroxengneises, die in Dünne und Zahl der Zwillingslamellierung keinem Plagioklas nachsteht. Sehr schön läßt sich bei den disthenführenden Eklogiten des Burgsteins beobachten, wie durch den Druck der Gebirgsbildung die Spaltrisse weiter und klaffender gemacht worden sind. An manchen Individuen klaffen die Spaltrisse an einem Ende weit auseinander, so daß besenartige Formen entstehen.

Der Omphazit hat häufig einen Rand von geringerer Doppelbrechung als der Kern. Dabei bleibt die Auslöschungsschiefe von Rand und Zentrum manchmal dieselbe, manchmal zeigt ersterer eine bis 5 oder 6° größere Auslöschungsschiefe. Nicht selten löscht nur ein Teil des Randes, etwa eine oder zwei Seiten anders aus als die Kernmitte. An ganz frischen ganzrandigen Individuen fehlt diese äußere Zone in der Regel; es scheint also nicht Zonarstruktur vorzuliegen, sondern eine beginnende randliche Umwandlung. Die Randzone zeigt an vielen Stellen graue, wolkige Flecken, die vielfach die Omphazite ganz umgeben. In manchen Schliffen fehlt die graue Zone um kein Korn, in manchen häufen sich die umrandeten Individuen scharen- oder fleckenweise oder es wechselt die Breite des wolkigen Randes nach Stellen. In sehr wenigen Eklogiten des Ötztales fehlt diese Erscheinung ganz und im allgemeinen bleibt ihr Entwicklungsgrad in demselben Vorkommnis konstant.

Die stärksten Vergrößerungen lassen die wolkige Zone als sehr feine Fasern erkennen, welche meist normal zum Omphazitrand stehen, nicht selten jedoch sich auch strauchartig oder eisblumen-

Digitized by Google

artig verzweigen.[1]) Sie optisch scharf zu fassen, ist bei ihrer feinen Entwicklung unmöglich. Ihre Doppelbrechung ist geringer, als die des Pyroxens; ihre Lichtbrechung ungefähr dieselbe. Bei dem porphyrartigen Eklogit vom Burgstein kann man beobachten, wie von den Omphazitkörnern dünne Fasern oder Zapfen, die aber deutlich noch demselben Mineral angehören, in die graue Masse hineinragen[2]), so daß eine feine Faserdurchdringung entsteht[3]), die sich offenbar ganz auf Kosten des Omphazits entwickelt, denn je breiter die Faserzone wird, desto kleiner wird das intakte Pyroxenkorn. Von den Grenzen zweier benachbarter Omphazite aus wachsen die Fasern einander entgegen und da, wo sie zusammenstoßen, also an der präsumptiven früheren Korngrenze, vergröbern sie sich manchmal so, daß sie mit Anwendung der stärksten Objektive faßbar werden und sich als gewöhnliche grüne Hornblende bestimmen lassen. Es liegt also eine Umwandlung des Omphazits in Hornblende vor, deren erstes Stadium die Entstehung einer schwächer doppelbrechenden Zone um das Pyroxenmineral ist. Das zweite Stadium besteht in einer feinen Ausfaserung dieser Zone, womit die Amphibolitisierung des Omphazites Hand in Hand geht, worüber später mehr. Anfang der Ausfaserung auf Tafel IV, Fig. 1.

Der randliche Übergang von Omphazit in faserige grüne Hornblende ist, wie es scheint, eine sehr allgemeine Erscheinung bei den Eklogiten. Sie wurde von mir in schwacher Ausbildung auch an den meisten Eklogiten des Fichtelgebirges beobachtet und sehr schön in weit fortgeschrittenem Stadium an dem Gestein von der Saualpe in Kärnten. Dasselbe stellt schon einen Übergang zum Eklogit-Amphibolit dar. Die aus dem Omphazitkörper herauswachsenden Fasern sind hier viel gröber und darum mikroskopisch leichter zu bestimmen. Ganz am Omphazitkorn sind die Fasern am feinsten und scheinen zum Teile noch aus Pyroxensubstanz zu bestehen. Dann werden sie gröber und deutlich zu grüner Hornblende. Dabei ist die Längs-

[1]) Die Fasern sind gewöhnlich da, wo sie dem Pyroxenkorn entspringen, am feinsten und vergröbern sich proportional der Entfernung von demselben.

[2]) Merkwürdig ist, daß zuweilen auch die Grenze des Omphazits gegen die Faserung ganz scharf ist.

[3]) Wegen der extremen Feinheit dieser Mineralverwachsung, die keine optische Bestimmung gestattet, wurde von Becke der Name kryptodiablastische Struktur dafür gewählt.

Digitized by Google

richtung des einzelnen Stengelchens nicht || c, denn sehr oft durchscheidet die prismatische Spaltbarkeit es senkrecht und hält dabei die Lage der Spaltrisse im zugehörigen Omphazitkorn ein. Mit der eigentümlichen Erscheinung der Ausfransung der Pyroxene bilden Dölter und Hussaks Versuche (44) ein interessantes Analogon). Beim Eintauchen von Diopsid in den Schmelzfluß war die erste Veränderung, welche an dem Mineral beobachtet werden konnte, randliche Verfaserung, wobei die braunen Fasern vom Rande gegen die Mitte ragen und die Risse durchsetzen. Augit verwandelte sich unter denselben Bedingungen in ein Aggregat winziger lichtbrauner Körner, das auf polarisiertes Licht schwach reagiert, aber einheitlich auslöscht. Am Rande des Gekörnels zeigten sich neugebildete, aus dem Magma stammende Augitnadeln. Hypersthen zeigte in eine Schmelzmasse eingetaucht randliche Zerkörnelung. Grüne Hornblende ging in ein parallelfaseriges Aggregat von Augitsäulchen unter Ausscheidung von Magnetit über.

In der Literatur wird die randliche Zerfaserung der Omphazite zuerst von Lohmann (3) erwähnt. Er fand sie bei norwegischen und korsikanischen Eklogiten und bei Beilchen von unbekannter Herkunft. Lacroix (12) gibt eine sehr schöne, anschauliche Beschreibung der Erscheinung, bei einem Eklogit von der unteren Loire allerdings ein weiter fortgeschrittenes Stadium wohl schon eines Eklogit-Amphibolit ebenso wie bei den in derselben Arbeit beschriebenen „Eklogiten" von Finisterre. Interessant ist, dass die begleitenden Amphibolitvarietäten offenbar ganz dieselben sind wie im Ötztal. Dasselbe gilt für die von Holland (34) beschriebenen indischen Eklogite. Nach Traube (5) geht der Omphazit im Eklogit von Frankenstein in filzige Massen über, welche er für Serpentin hält, die aber wahrscheinlich nichts als die beschriebene Zerfaserung bedeuten.[1])

[1]) Durch Herrn Bodmer-Beder hatte ich Gelegenheit, Jadeit- und Chloromelanitbeilchen schweizerischer Fundorte (Bieler- und Zugersee) mikroskopisch zu studieren. Dieser Jadeit zeigt die auffallendste strukturelle Ähnlichkeit mit den Eklogiten des Ötztales, so daß er vollkommen das mikroskopische Bild eines sehr granatarmen Eklogits bietet. Die Form des Pyroxens, Art der Kataklase und auch die optischen Merkmale der beiden Mineralien, Auslöschungsschiefe bis 42°, Doppelbrechung von gleicher Höhe, unterscheiden sich kaum voneinander. Dazu treten überall die Anfänge randlicher Zerfaserung mit Übergang in Hornblende. Die Chloromelanite (chem. eisen- und kalkreicher) sind einfach weiter fortgeschrittene Stadien der Zerfaserung und Amphibolisierung. (Siehe Bodmer-Beder (31).)

Digitized by Google

Schon Riess (1) betonte die auffallende Einschlußarmut des Omphazits. Sie ist auch in den Ötztaler Eklogiten diesem Mineral eigen. Die in der Literatur (Riess, Zirkel u. a.) erwähnten Omphaziteinschlüsse Granat, Quarz, Rutil und Erze treten auch hier auf. Nur der von Riess erwähnte „Smaragdit in kleinen Säulchen" wurde nicht gefunden. Dagegen halten jene früher erwähnten großen, unfrischen, einsprenglingsartigen Pyroxene zuweilen kleinere und frischere Omphazite eingeschlossen.

Der Omphazit ist neben dem Granat dasjenige Mineral, an welches der Begriff des Eklogits geknüpft wird, dessen negatives Kriterium das Fehlen von Feldspat sein soll.

Becke (6) beschreibt in der „Gneisformation des Niederösterreichischen Waldviertels" ein Gestein vom „Winkler", das fast nur aus Granat und einem diallagartigen Pyroxen besteht, der sich dem Omphazit insofern nähert, als die Absonderung nach 100 minder deutlich ist. Becke bezeichnet das Gestein als Eklogit, hält sich also hier gewiß mit Recht nicht an die strenge Definition des Begriffes.

Ein ähnliches Gestein, dessen Schliff ich der Güte von Prof. Becke verdanke, der es auch beschrieb, stammt vom Schauerstein [1]) (Waldviertel). Hauptgemengteil ist neben Granat ein meergrüner Pyroxen mit undeutlicher Querabsonderung. Er ist kurzsäulig entwickelt, ohne krystallographische Begrenzung, ganz wie die Diallage der Gabbro. Kataklastische Phänomene sind sehr reichlich vorhanden: Die Spaltrisse sind gebogen. Die Körner löschen undulös aus, größere Individuen sind randlich zertrümmert, stellenweise sogar vollständig. Der Diallag geht von Spaltrissen aus, oder fleckenweise, in braune Hornblende über; in einigen Komplexen des Schliffes ist er schon ganz durch das Amphibolmineral ersetzt. Der rötliche Granat erscheint in rundlichen Körnern, die durch viele und große Einschlüsse von Pyroxen und Plagioklas ganz durchlöchert aussehen. Auch als Füllmasse zwischen den Hauptkomponenten tritt Plagioklas reichlich auf. Akzessorien sind Magnetit, Quarz, Apatit, Zoisit. Auch dies Gestein fällt nicht scharf unter die Definition des Begriffes Eklogit nach Riess. Aber seine Übereinstimmungen mit typischen Eklogiten der ganzen Erscheinungsweise und auch im Mineralbestand

[1]) Becke stellt dies Gestein unter die Diallagamphibolite.

Digitized by Google

ist doch so groß, daß seine Trennung davon ein unnatürliches Auseinanderreißen wäre. Vielleicht ist es ratsam, den Begriff Eklogit so zu formulieren, daß darunter ein Lagergestein verstanden wird, dessen Hauptgemengteile Granat und ein monosymmetrischer Pyroxen sind. Der Plagioklas müßte dann nicht fehlen, sondern könnte als Akzessorium sogar reichlich vorhanden sein.

Neben dem Übergang von Pyroxen in Hornblende durch Zerfaserung wird in manchen Eklogiten noch eine andere Art der Amphibolisierung beobachtet, die, wenn auch nicht immer im strengsten Sinne, unter den Begriff der Uralitisierung fällt, sofern man mit diesem in der Literatur etwas schwankenden Begriff den Übergang von Pyroxen in Hornblende unter Erhaltung seiner Form versteht. Zuweilen, z. B. in manchen Eklogit-Amphiboliten des Ötztals, kommen beide Übergangsformen in Hornblende nebeneinander vor. Der Übergang durch Zerfaserung und der mit Erhaltung der Form, die Uralitisierung, beginnt manchmal, doch nicht meistens, von den Spaltrissen aus. Sehr oft setzt sie auch an einem beliebigen, dem Rande genäherten Punkte des Pyroxens ein. Es erscheinen im mikroskopischen Bilde kleine Flecken oder Striemen innerhalb der gut erhaltenen Umgrenzung des Minerals hornblendisiert.

Im Fortgang der Umwandlung wird der ganze Pyroxen vom Amphibol verdrängt, wobei freilich, wenn der Vorgang mit Krystallisationsschieferung verbunden ist, die Form des Pyroxens mehr oder weniger modifiziert werden kann. Beispiele dieser Umwandlungsart sind die Eklogite von Jaufenberg bei St. Leonhard in Tirol, von Greifendorf in Sachsen und vom Schauerstein im niederösterreichischen Waldviertel.

Das Gestein vom Jaufenberg ist ein schöner, ziemlich grobkörniger Eklogit. Die rundlichen, durchaus „alloblastischen" Granaten sind ganz durchsetzt von Einschlüssen von Pyroxen, Hornblende und Epidot. Zwischen den Granaten liegen die Aggregate kurzsäuligen Omphazits mit beginnender und stellenweise sogar vollendeter Uralitisierung. Daneben hat sich viel Karbonat und Epidot ausgeschieden. Der Omphazit löscht mit $c:c$ 43° auf (010) aus. Die Hornblende ist die gewöhnliche grüne. Sie geht vielfach in einen braunen, stark pleochroitischen Glimmer mit sehr kleinem Achsenwinkel über. Zu bemerken ist, daß von den Titanmineralien hier im Gegensatz zu allen anderen mir bekannten Eklogiten, außer dem von Greifendorf,

Digitized by Google

nur Titanit in rundlichen Knollen vorhanden ist, während der Rutil ganz fehlt. Magneteisen ist durch das ganze Gestein verstreut.

Der Eklogit von Greifendorf hat braunen Pyroxen in gedrungenen Säulen von etwas diallagartigem Habitus, doch ohne sehr deutliche Absonderung nach (100). Das Mineral ist von merklichem, wenn auch nicht sehr ausgesprochenem Trichroismus; braun || b, blaßbräunlich || a und bräunlichgelb || c. Die Auslöschungsschiefe auf (010) c : c beträgt 39°. Der Pyroxen geht in uralitische braune Hornblende über, die im Kontakt mit den rundlichen einschlußarmen Granatkörnern grünlich wird. Kleine gestreifte Feldspäte sind überall zwischengeklemmt, deren Auslöschungsschiefe bei symmetrischen Zwillingen durch eine Reihe von Messungen 9—12° ergab. Danach gehört der Plagioklas zum Oligoklas-Andesin. Körner von Magneteisen sind eingestreut. Titanit und Rutil fehlen. Der Eklogit von Schauerstein wurde schon pag. 454 beschrieben.

Auch die Omphazite in den Eklogiten der Aiguilles rouges sind nach Jukowsky (21) im Uralitisierungsprozeß begriffen, der stellenweise schon zur vollkommenen Amphibolitisierung des Pyroxens geführt zu haben scheint. Jukowsky vermutet, daß der Vorgang durch Infiltration von Granulit veranlaßt worden ist, hauptsächlich darum, weil der Omphazit alkalifrei ist, während die sich entwickelnde Hornblende Alkalien enthält. Wir haben aber schon gesehen, daß der Autor den positiven Beweis für die Alkalifreiheit seines Pyroxens nicht erbracht hat. Außerdem ist die Uralitisierung der Pyroxene eine viel zu häufige Erscheinung, als daß die Infiltration eines sauren Magmas sie wahrscheinlicherweise begründete. Wenn man in der neueren Literatur die Beschreibungen von Gabbro der verschiedensten Lokalitäten durchgeht, findet man fast überall wenigstens die Anfänge von Uralitisierung der Pyroxene erwähnt. Dies Mineral scheint eben nur in großer Tiefe stabil zu sein und verfällt dem Übergang in Hornblende, sobald es in höhere Lagen versetzt wird.

Unzweifelhaft primäre Hornblende ist in keinem der von mir studierten Eklogite gefunden worden. Der Chemismus des Umwandlungsproduktes und des Umgewandelten stimmen aber nach den Analysen keineswegs überein, so daß es sich nicht um einfache Paramorphose handeln kann. Wir werden darauf später noch zurückkommen.

Digitized by Google

Welche Art der Hornblendisierung des Pyroxens eintritt, ob Uralitisierung oder Übergang mit Zerfaserung, scheint weniger von der Tiefenstufe der Umbildung, als vom herrschenden Druck abzuhängen. Eigentliche Uralitisierung mit vollständiger Erhaltung der Pyroxenform setzt wohl statische oder hydrostatische Massenzustände voraus. Umformung mit Parallelordnung und Streckung der Körner ist das Resultat von Krystallisationsschieferung, wobei Ausweichen in einer oder in zwei Richtungen möglich ist. Wenn der mittlere Druck sich dem stärksten so sehr nähert, daß weder nach einer noch nach zwei Richtungen ein Ausweichen möglich ist, dann entsteht faseriges Gefüge (43), in unserem Falle also die Zerfaserung der Pyroxene.

b) Der Granat.

In der Eklogitliteratur wird der Granat als ein fast stets gut krystallographisch begrenztes Mineral geschildert mit vorherrschender Entwicklung des Rhombendodekaëders.[1]) Dies trifft für die Ötztaler Vorkommnisse nicht überall zu. Ein großer Teil der Eklogite aller drei Lokalitäten hat den Granat nur in der Form rundlicher Körner, ja dies gilt sogar für die Mehrzahl der reinen, unveränderten Eklogite. In einigen Blöcken aus dem Sulztale sind die kleinen im Omphazit eingeschlossenen Granaten ganz vollkommen entwickelte Krystalle (110), alle übrigen nur rundliche Körner. Da aber bei sehr vielen Eklogitderivaten der Granat sehr schöne selbständige Gestalt zeigt, so erweist er sich auch in dieser Gesteinsart als ein sehr krystallisationskräftiges Mineral.

Neben ziemlich ganzrandigen rundlichen Körnern kommen auch buchtige Gestalten vor oder solche mit zerfressenem Rand. Am auffallendsten ist der übrigens seltene Fall, daß dies Mineral von so starker gestaltlicher Individualität nur wie eine Füllmasse zwischen die Pyroxene tritt. Als Beispiel kann ein Eklogitblock aus dem Sulztal gelten. Sehr oft läßt es sich wegen des isotropen Verhaltens des Minerals kaum unterscheiden, ob ein einheitliches, von großen Einschlüssen erfülltes Granatkorn, oder eine lokale Anhäufung kleinerer Körner mit wenig zwischenliegenden andern Gesteinskom-

[1]) Abnorme Granatformen kommen im Eklogit von Randeck bei Freiberg vor, wo das Mineral eine dünnschalige Hülle um einen großen Omphazitkern bildet und nach Riess (1) im Eklogit von der Falser Höhe bei Markt Schorgast, wo sich im Innern der Granaten eine regelmäßig verlaufende Quarzzone befindet.

Digitized by Google

ponenten vorliegt. Beide Fälle kommen gewiß vor. Die Eigenfarbe des Granats wechselt im Sulztal und an der Schutthalde am Burgstein zwischen blaßrot, leuchtend hochrot und seltener braunrot, womit dann geringere Durchsichtigkeit verbunden ist. Im Profil Sölden erscheinen nur tiefer gefärbte Granaten.[1]) Unter dem Mikroskop ist das Mineral meist farblos, die braunrote Varietät leicht rötlich gelb, und zwar zuweilen so, daß gefärbte Flecken im farblosen Felde sich abheben.

Der Granat ist gewöhnlich stark und regellos zerklüftet. Nicht selten kommt jedoch eine ganz gleichmäßige Zerklüftung vor, bei welcher sich die Risse annähernd im rechten Winkel schneiden. (Tafel V, Figur 10.) Sie erinnert so sehr an die Pyroxenspaltbarkeit, daß man, wenn das Relief eines Kornes aus irgend einem Grunde nicht stark hervortritt, durch Kreuzung der Nicols erproben muß, ob ein Granat oder ein Omphazitquerschnitt vorliegt. Eine andere Art von regelmäßiger Klüftung im Granat unterscheidet sich von dieser nur durch die Verschwommenheit der sich unter einen Winkel von etwa 90° schneidenden Linien, wobei sich der Eindruck von Spaltrissen ganz verliert. Das rechtwinklige Rißnetz durchzieht nur kleinere Individuen ganz und nimmt bei größeren breitere oder schmälere Randzonen oder auch Segmente rundlicher Körner ein. Es erinnert stark an die Streifung der sogenannten Schachbrettquarze und findet sich nur in Schliffen, welche die stärksten kataklastischen Spuren aufweisen.

Die breiteren und tieferen Risse im Granat sind meist von kleinen Körnchen grüner Hornblende erfüllt.

Der Granat ist im Gegensatz zum Omphazit fast stets sehr einschlußreich. Die Größe und auch die Art der Einschlüsse wechselt stark. Am häufigsten sind Scharen winziger Rutil-Körnchen. Auch Erz und Pyroxen kommen oft vor, in manchen Stücken letzterer fast ausschließlich. Quarz, Plagioklas, Epidot und Zoisit sind seltener. Die in der Literatur manchmal erwähnten Gasporen fehlen in den Granaten der Ötztaler Eklogite ganz. Die Einschlüsse sind sehr oft zentral gehäuft. Der einschlußfreie Rand ist wahrscheinlich eine Anwachszone, wie sich das in Präparaten von Eklogiten des Fichtel-

[1]) In der Literatur wird die Farbe des Granats in den Eklogiten von blaßrot bis braunrot angegeben. Nach Lohmann (3) soll bei mehreren Vorkommnissen die Intensität der Farbe vom Rande zur Mitte oder umgekehrt abnehmen. Derselbe Verfasser spricht von farblosem Granat im Eklogit von St. Peter bei Freiburg in Baden.

Digitized by Google

gebirges und von Eklogitderivaten des Ötztales durch eine scharfe Randlinie des inneren Korns oder durch seine Umhüllung mit Quarz oder Hornblende ganz deutlich wahrnehmen läßt. In solchen Eklogiten vertritt also ein Granatkorn 2 Perioden der Gesteinsbildung.

Die ansehnliche Zahl der in der Literatur vorhandenen Analysen von Granat aus Eklogiten gestattet schon einen gewissen Grad von Überblick über die vorkommenden Arten. Am häufigsten scheint eine isomorphe Mischung von Almandin, Grossular und Pyrop zu sein. Der Granat von der Saualpe und einige andere sind vorwiegend Eisentongranaten. Für die von mir ausgeführte Granatanalyse wurde derselbe Eklogit verwendet, dessen Omphazit auch analysiert worden ist. Die Gewinnung reinen Materials geschah auf dieselbe Weise wie bei letzterem. Das Resultat der Analyse ist folgendes:

	I.				II.
	Aufschluß mit Soda	Aufschluß mit Flußsäure	Mittel		Aus der Formel berechnet
SiO_2 . .	38·73		38·73		38·57
TiO_2 . .	0·34	0·34	0·34		
Al_2O_3 . .	19·81	19·72	19·76	25·21	25·16
Fe_2O_3 . .	5·38	5·53	5·45		
FeO . .		19·31	19·31		19·70
CaO . .	7·87	7·87	7·87		7·66
MgO . .	8·91	8·94	8·92		9·20
			100·38		99·99

Spezifisches Gewicht 4·0.

Aus dem Resultat der Analyse berechnet sich folgende Formel:

$$3\,(SiO_4)_3\,Al_2\,Fe_3$$
$$2\,(SiO_4)_3\,(Al\,Fe)_2\,Mg_3$$
$$(SiO_4)_3\,Al_2\,Ca_3$$
$$(SiO_4)_3\,Al_2\,Ca_2\,Mg.$$

Die aus dieser Formel berechnete prozentuale Zusammensetzung ist unter II. gegeben.

Die Weinschenksche Anschauung von der Doppelreihe Kalkgranat und Eisenoxydulgranat, welche nur im geringen Maße isomorphe Mischungen eingehen sollen, wird durch die Analyse des Granats aus dem Eklogit vom Burgstein nicht bestätigt[1]), denn er hat neben

[1]) Noch reichlicher ist die Grossularmolekel im Granat von Umhausen vertreten.

Digitized by Google

19·31% FeO beinahe 8% CaO, was 4 Grossular auf 16 Almandin + Pyrop bedeutet.

c) Hornblende.

Nur in jenen Eklogiten, welche kaum Spuren chemischer Metamorphose an sich tragen, liegt das Granatkorn rein zwischen den Omphaziten. Gewöhnlich kommt der Granat in einer ganz bestimmten Verbindung mit grüner Hornblende vor, die teils wegen ihrer überall gleichen Form, teils auch wegen ihrer weiten Verbreitung, wie die Omphazitausfaserung, den Charakter von Gesetzmäßigkeit annimmt. An allen drei Ötztaler Lokalitäten ist der Granat meist von einer schmalen Zone grüner Hornblende umgeben, welche in ihren Anfangsstadien oft aussetzt, bei weiter fortgeschrittener Entwicklung aber einen geschlossenen Ring bildet. Der Omphazit stößt fast nie direkt an den Granat, in seiner Nähe tritt Hornblende ein, welche gegen den Pyroxen hin sehr hellgrün oder farblos ist, gegen den Granat hin an Farbenintensität allmählich zunimmt. Wo ein anderes Mineral als Omphazit an den Granat grenzt, fehlt die Hornblende stets. Diese den Granat umgebende Hornblende ist in den Eklogiten des Ötztales meist körnig und steht nicht radial. Nur sehr selten, bei breiterer Hornblendezone, gehen von den nicht orientierten Körnern dieses Minerals Zotten gegen den Granat hin mit zwischenliegendem Plagioklas. Die Grenze des Granatkorns ist gewöhnlich scharf, aber niemals glatt, sondern zackig. In der Regel geht die Breite der Hornblendezone mit der Entwicklung der kryptodiablastischen Struktur Hand in Hand, so daß sie ihr direkt proportional ist. Daß der grüne Rand nicht einfach als direktes Umwandlungsprodukt des Granats, sondern als ein Mittelding zwischen Perimorphose und Umwandlungs-Pseudomorphose angesehen werden muß, werden wir bei der Besprechung der Eklogit-Amphibolite sehen. Noch ist zu erwähnen, daß den Hornblendekörnern meist Magnetit beigesellt ist, der zuweilen aber auch fehlt.

Die grüne Zone um den Granat wird schon von Drasche[1]) erwähnt. Er erkennt sie als Hornblende und vermutet eine chemische Beziehung zwischen diesem Mineral und dem Granat, auf die er aber nicht weiter eingeht. Er fand sie bei den Eklogiten von Greifendorf, Heiligenblut in Kärnten, Saualpe und Département des Hautes

[1]) Drasche spricht auch von Vorkommnissen, wo die Hornblende nicht körnig, sondern radial leistig entwickelt ist.

Digitized by Google

Alpes. Lohmann (3) führt sie, ohne näher darauf einzugehen, von den Eklogiten des Bagne- und Saastals an und Riess (1), der sie in bayerischen Eklogiten findet, hält sie für Chlorit. In den mir bekannten Eklogiten des Fichtelgebirges ist der grüne Rand stets Hornblende. Nach Ippen (10) ist die Granatumhüllung in den Eklogiten des Bachergebietes selten und entwickelt sich hauptsächlich da, „wo der Eklogit sich mehr zur Massenstruktur, zum derben Eklogitfels ausbildet". Da dies aber bei dieser Gesteinsart die Regel ist und wenigstens bei fast allen mir bekannten Vorkommnissen zutrifft, so liegt wenig Einschränkendes in dieser Beobachtung.

Derselbe Verfasser (50) beschreibt einen Eklogit des Bachergebietes mit zentrischer Struktur, indem den Granat und zuweilen auch den Disthen, von innen plagioklasreiche, von außen hornblendereiche Mäntel umgeben. Von Jukowsky (21) wird der Hornblendezone um den Granat eine besondere Betrachtung gewidmet. Der Verfasser läßt die Hornblende sich aus dem Granat entwickeln, die er „Kelyphite" nennt und die sich von dem aus dem „Diopsid" hervorgehenden „Amphibole d'ouralitisation" durch weniger starke Spaltbarkeit und den Polychroismus (vert bleuâtre) unterscheidet. Beim „Amphibole d'ouralitisation" ist der Pleochroismus grün und gelbgrün. Der „Kelyphit" scheint nun aber nur die Spalten im Granat auszufüllen, während di ehier radiale Hornblendezone um dies Mineral zum „Amphibole d'ouralitisation" gehört, was aber eine im Fortgang der Metamorphose vollständige Umwandlung des Granats in Kelyphit nicht ausschließt. Bei den Ötztaler Eklogiten unterscheidet sich die in den Klüften angesiedelte Hornblende durch nichts von derjenigen, welche das Granatkorn außen umhüllt.

d) Rutil.

Das häufigste akzessorische Mineral ist der Rutil, der den Ötztaler Eklogiten niemals fehlt. Im Sulztal wird er in manchen Blöcken zum makroskopisch wahrnehmbaren Gemengteil, wo er dann durch sein lebhaftes Braun auffällt. Die Formenentwicklung ist eine zweifache. Die größeren, schon mit freiem Auge oder der Lupe wahrnehmbaren Körner sind lappig oder buchtig gestaltet und erscheinen durch reichliche Zwillingsbildung gegittert. Die Spaltbarkeit nach dem Prisma ist gut entwickelt. Der zweite Modus ist klein und besser krystallographisch begrenzt. Die Prismenflächen sind stets

Digitized by Google

scharf, oft auch die terminale Begrenzung. Aber selbst in diesem Falle macht das Korn einen etwas ovalen Eindruck, wegen der Kleinheit der Endflächen. Die großen unregelmäßigen Körner liegen mehr vereinzelt und sind fast stets mit Erz eng verknüpft, die kleinen sind zahlreich, oft wie Getreidekörner über den ganzen Schliff verstreut und gewöhnlich frei von Erzanhängseln. Die Farbe der kleinen Säulchen geht von einem tiefen Braun bis zum lichten Gelbbraun und dann erinnern sie stark an Zirkon, besonders auch weil in diesem Falle zwischen gekreuzten Nikols sehr lebhafte chromatische Polarisation erscheint, während gewöhnlich die starke Eigenfarbe des Minerals diese Folge seiner hohen Doppelbrechung verhüllt. Da aber alle Übergänge von den dunkelsten zu den hellsten Individuen vorhanden sind, kann kein Zweifel an der Rutilnatur auch der lichteren Körner bestehen.

Die eine Zeitlang brennende Zirkonfrage scheint in der petrographischen Literatur für die Eklogiten endgültig erledigt. Riess (1) nennt den „Zirkon in seinem konstanten Auftreten typisch für den Eklogit". Lohmann (3) läßt es in den meisten Fällen zweifelhaft, ob es sich um Zirkon oder Rutil handelt, gibt aber in seiner Tabelle fast allen Eklogiten Zirkon, während er sicheren Rutil nur bei einigen Vorkommnissen erwähnt. Auch Ippen nennt die rotbraunen Säulchen in den Eklogiten des Bachergebietes Zirkone. In den Ötztaler Eklogiten fehlt der Zirkon, wie wir gesehen haben, vollständig und in den mir bekannten bayerischen Eklogiten ist der sogenannte Zirkon Rutil, in genau derselben Ausbildungsweise wie im Ötztale. Das Mineral wurde isoliert und als Rutil nachgewiesen durch die Titansäurereaktion in der Phosphorsalzperle. Überhaupt ist der Rutil typisch für den Eklogit. Die Verwechslung der beiden Mineralien hat wohl ihre Ursache zum Teil darin, daß die Allverbreitung der Titansäure erst in neuerer Zeit bekannt geworden und vor allem in den Ausführungen Sandbergers (7). Leider ist in allen Eklogitanalysen bis jetzt versäumt worden, auf TiO_2 zu prüfen. Meine Analysen dieser Gesteine und deren Derivate ergaben 0·30%—2% TiO_2, je nachdem sich viel oder wenig der braunen Säulchen im zugehörigen Schliffe fanden. Ein kleiner Teil der gefundenen Titansäure mag auf das Erz fallen. Wegen der Übereinstimmung der Eklogit- und Gabbroanalysen dürfen auch letztere herbeigezogen werden; sie ergeben nach Rosenbusch einen TiO_2-Gehalt von

Digitized by Google

0·20—1·75. Wenn auch die Titansäure in diesen Eruptivgesteinen nicht als Rutil vorhanden gewesen, so tritt sie in den von ihnen abstammenden krystallinischen Schiefern nach dem Volumgesetz doch am wahrscheinlichsten als Rutil auf.[1])

e) Erze, Magnetit.

Rutil ist, wie wir gesehen, häufig mit einem Erz vom optischen Habitus des Magnetites eng verbunden, das aber wahrscheinlich, eben wegen dieser Gesellschaft, titanhaltig sein wird. Das Erz ist körnig; deutliche Krystallformen sind nicht entwickelt. Die der Hornblende, welche den Granat umhüllt, häufig beigemischten kleinen Erzkörnchen sind wohl Magneteisen und stehen, wie wir sehen werden, mit dem Granat in chemischem Zusammenhang.

Der Pyrit kommt in größeren Körnern, oft gut krystallographisch entwickelt, vor und hat nicht selten auch in ganz frischen Eklogiten eine rote Oxydationsrinde.

f) Disthen.

Während die bis jetzt besprochenen Gemengteile in allen Eklogiten des Ötztales auftreten, erscheint der Disthen nur in einigen Blöcken der Schutthalde am Burgstein, deren Anstehendes nicht gefunden wurde. Es ist die dichte Varietät mit Trümmerstruktur. U. d. M. sieht man lichtblaue Adern den Schliff durchziehen, die aus splitterartigen, länglichen Körnchen bestehen. In der Form gleichen sie ganz den Omphaziten desselben Gesteins. Mit diesen sind sie auch stets verbunden, und da ihnen meist Spaltbarkeit und Querklüftung fehlt und ihre Licht- und Doppelbrechung der des Pyroxenminerals fast gleichkommt, so ist die Unterscheidung der beiden Gesteinskomponenten manchmal nicht leicht. In den bayerischen Eklogiten, besonders in dem von Silberbach, ist die Erscheinung des Disthens eine etwas andere. Zwar ist er auch hier stets mit dem Omphazit verknüpft und gleicht ihm in der Form, die aber hier in schönen, länglichen Säulchen besteht, deren Spaltbarkeit und Querklüftung gut entwickelt ist, aber die Verteilung geht durch das ganze Gestein in striemigen und nesterartigen Aggregaten. Nach Ippen (10) kommt der Disthen in den Eklogiten des Bachergebietes lagen- und nesterweise vor.

[1]) Jukowsky (21) will neben Rutil vereinzelte Zirkone in den Eklogiten der Aiguilles rouges gefunden haben.

Digitized by Google

g) Biotit.

In den disthenführenden und auch in einigen anderen Eklogiten des Burgsteins erscheint ein brauner Glimmer in eigentümlicher Ausbildungsweise. Man bemerkt, daß in manchen Komplexen des Schliffes die wolkige Omphazitumrandung einen bräunlichen Ton annimmt. Bei starker Vergrößerung zeigt sich, daß es an diesen Stellen anstatt zur Faserung zur Ausbildung winziger Schüppchen gekommen ist, die aber in ihrer Gesamtheit die Form der gewöhnlichen kryptodiablastischen Verwachsung um den Pyroxen beibehält. Zwischen gekreuzten Nikols glänzen sie als lebhaftes, buntes, extrem feines Aggregat auf, so daß an ihrer Glimmernatur kein Zweifel bleibt. umsomehr, als auch ihre Lichtbrechung eine geringe ist. Hier und da erscheint statt der hohen Polarisationsfarben das matte Blaugrau des Chlorits. Ohne Zweifel handelt es sich hier um den Übergang der kryptodiablastischen Hornblende in braunen Glimmer unter Beibehaltung der Form ersterer. Ob die Chloritbildung via Glimmer erfolgte oder direkt aus der Hornblende stattfand, läßt sich nicht entscheiden.

h) Plagioklas.

Daß die graue, sehr schwach licht- und doppelbrechende Füllmasse, welche in solchen Eklogiten auftritt, die um den Granat eine etwas breitere grüne Hornblendezone haben, Plagioklas ist, ist nur ein Analogieschluß. Die Hornblendekörner der Umrandung gehen in Leistchen gegen den Granat hin aus und zwischen diesen befindet sich das farblose Mineral, formlos, ohne Spaltbarkeit und Zwillingsbildung. Weiter fortgeschrittene Stadien des Hornblenderinges, wie sie die Eklogit-Amphibolite zeigen, gestatten die Bestimmung der Füllmasse als Plagioklas, so daß die Annahme, es liege auch in den Eklogiten dies Mineral vor, berechtigt scheint.

i) Zoisit-Epidot.

Die Mineralien der Epidotgruppe, obwohl nur in wenigen Vorkommnissen ganz fehlend, sind doch ziemlich selten und scheinen stets sekundär zu sein. Gewöhnlich erscheint nur Pistazit in kleinen Körnchen ohne Krystallform und ohne Spaltbarkeit. Mikroskopisch ist er immer farblos. In dem schönen Eklogit vom Sulztal ahmen Körnchenaggregate die Form des Omphazits nach, so daß hier wahrscheinlich eine Pseudomorphose von Epidot nach Omphazit vorliegt.

Digitized by Google

Einzeln siedeln sich solche Körnchen auch in Rissen von Granat an und sind überhaupt in stark dynamisch beanspruchten Vorkommnissen am häufigsten. Dies, sowie ihre Form und die Variabilität der chromatischen Polarisation lassen die sekundäre Natur des Epidots nicht bezweifeln. Seine Entstehung ist offenbar von den Vorgängen, welche die Parallelprozesse der Zerfaserung des Omphazits und der Umhüllung des Granats mit Hornblende verursachen, ganz unabhängig, denn er findet sich gerade in solchen Eklogiten schön und häufig vor, wo die erwähnten Erscheinungen ganz fehlen und seine Bildung ist wie die Oxydation des Pyrits einfacher Verwitterungsprozeß.[1])

k) Quarz.

Der Quarz ist sehr selten und erscheint fast nur als Einschluß in Granat und Omphazit. Vereinzelt kommen größere oder kleinere Aggregate von Quarzkörnern vor, die aber offenbare Fremdlinge im Gestein, gewiß nur Ausfüllungen von Hohlräumen sind, welche bei mechanischen Einwirkungen entstanden waren.[2])

3. Krystalloblastische Reihe[3]) der Eklogitkomponenten.

Aus den vorstehenden Ausführungen kann die Reihenfolge der Mineralien abgeleitet werden, welche ihre Fähigkeit zu guter krystallographischer Entwicklung ausdrückt, durch welche also ihre Krystallisationskraft bezeichnet wird. Für die Eklogitkomponenten ist die Reihe die folgende: Rutil, Granat, Zoisit, Omphazit, Pyrit, Magnetit, Hornblende, Epidot, Plagioklas, Quarz, Calcit.

4. Chemismus der Eklogite.

Von Ötztaler Eklogiten wurden von mir zwei Bauschanalysen ausgeführt. Analyse I betrifft den schönen Eklogit vom Sulztal, in welchem die Hornblendisierung der Pyroxene noch kaum in Spuren vorhanden ist und der Granatring fast ganz fehlt. Zu Analyse II

[1]) In einem Eklogit des Burgsteins wurden Züge von reinem Zoisit beobachtet mit guter Seitenbegrenzung. Ganz dasselbe Auftreten des Zoisits findet sich in gewissen Eklogit-Amphiboliten als für das Gestein charakteristisch und soll daher dort beschrieben werden.

[2]) In der Nähe sehr angegriffener Pyroxene erscheint zuweilen etwas Karbonat in fetziger Gestalt.

[3]) Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft. Tsch. Mineralogische Mitteilungen, XXI, 1902, pag. 354.

Digitized by Google

wurde das Gestein von der Schutthalde am Burgstein benützt, welchem der analysierte Omphazit und Granat entnommen sind.

I. Eklogit vom Sulztal.

	Aufschluß mit Soda	Aufschluß mit Flußsäure		Mittel	Molekularprozente	Metallatomprozente
SiO_2	44·06			44·06	49·58	42·6
TiO_2	2·30	2·29		2·29	—	—
Al_2O_3	17·64	17·62		17·63	11·24	19·3
Fe_2O_3	3·34	3·47		3·40	1·36	10·2
FeO			9·96	9·96	9·09	
CaO	11·60	11·56		11·58	13·45	11·6
MgO	7·15	7·23		7·19	11·65	10·0
K_2O		0·91		0·91	0·59	1·0
Na_2O		2·92		2·92	3·06	5·3
H_2O unter 110°			0·12	0·12		
H_2O über 110°			0·17	0·17		
				100·23	100·00	100·00

Spezifisches Gewicht 3·54.

Kerne: Z. = 153·9

24% $NaKAlSi_2$ M. A. Z. = 178·9

31% $CaAl_2Si_4$ A. Z. = 447·9

52% R_2Si

3% RSi

II. Eklogit vom Burgstein.

	Aufschluß mit Soda	Aufschluß mit Flußsäure		Mittel	Molekularprozente	Metallatomprozente
SiO_2	46·26			46·26	48·72	42·7
TiO_2	0·26	0·30		0·28		
Al_2O_3	14·39	14·50		14·45	8·94	15·7
Fe_2O_3	4·48	4·33		4·41	1·75	7·6
FeO			5·82	5·82	5·31	
CaO	11·74	11·57		11·66	13·20	11·5
MgO	11·99	11·99		11·99	18·76	16·4
K_2O		1·51		1·51	1·—	1·7
Na_2O		2·45		2·45	2·50	4·4
H_2O unter 110°						
H_2O über 110°			1·10	1·10	1·10	
				99·93	100·00	100·00

Spez. Gew. 3·45.

Digitized by Google

Kerne: 24% $NaK\,Al\,Si_2$ Z. = 159·9
30% $Ca\,Al_2\,Si_4$ M. A. Z. = 182·6
36% $R_3\,Si$. A. Z. = 454·6
10% $R\,Si$.

Beide Analysen entsprechen vollkommen dem normalen Eklogitchemismus und stimmen von allen mir bekannten Eklogitanalysen am meisten mit denen Jukowskys (21) von den Aiguilles rouges überein. Diese sind aber auch nach der Beschreibung in bezug auf Mineralbestand und Struktur denen des Ötztals sehr ähnlich. Große chemische Übereinstimmung besteht auch mit Eklogit von Altenburg (analysiert von Max Schuster) bei Becke (6), während der petrographische Habitus der Gesteine sehr verschieden ist.

Der Chemismus aller dieser Eklogite ist der eines Gabbro oder eines Ergusses dieses Magmas, wie neben den Analysen die aus denselben berechneten Metallatomprozente, Molekularprozente und Rosenbuschschen Kerne zeigen. Daraus folgt, daß die Ötztaler Eklogite Derivate solcher Eruptivgesteine sind, was auch durch ihre Lagerungsweise und Klüftung bestätigt wird. Wie kaum ein anderes Glied aus der Gruppe der krystallinen Schiefer widerlegt der Eklogit die Zirkelsche Kritik der Rosenbuschschen Theorie, daß die Lagergesteine Derivate von Eruptiven oder Sedimenten sind und daß die chemische Übereinstimmung im allgemeinen ein sicheres Kriterium der genetischen sei. Zirkel sagt in seinem Lehrbuche der Petrographie, Band III: „da der Mineralstand vieler krystalliner Schiefer mit dem gewisser Eruptivgesteine übereinstimme, so besonders der der Gneise mit dem von Graniten, so berechtige ihre chemische Identität durchaus nicht zu genetischen Schlüssen.“ Aber der Mineralbestand eines Eklogits ist von dem eines Gabbro oder Diabases wesentlich verschieden und doch ist die Übereinstimmung fast aller in der Literatur vorhandenen Eklogitanalysen mit dem Chemismus solcher Magmen eine vollkommene.

5. Entstehung des Eklogits.

Wie sehr auch der Chemismus der Eklogite ihren Zusammenhang mit gabbroiden Gesteinen bestätigt, darf man sich doch nicht verhehlen, daß Übergänge und Zwischenglieder zwischen Gabbro und Eklogiten, wie sie so vielfach zwischen Gabbro und Amphiboliten beschrieben worden sind, bisher nicht bekannt geworden sind. Dagegen ist die Bildung der Hauptgemengteile des Eklogits aus Gabbro-

Digitized by Google

komponenten im einzelnen öfter beobachtet worden. Für den Omphazit, dessen chem. Zusammensetzung der des Diallags von allen Pyroxenen am ähnlichsten ist, mußte einfache Verwischung der Spaltbarkeit nach (100) durch Neukrystallisation eintreten. Diese fehlt übrigens auch manchen Omphaziten nicht ganz (21), (49); öfter werden Diallag-artige Pyroxene oder Diallage (6) als Eklogitpyroxene angegeben.

Granatbildung an metamorphen Gabbros wurde von R. Schäfer (13) (47), P. Michael (33) und W. Hammer (22) beschrieben. Danach scheint der Granat am häufigsten aus Wechselwirkung von Olivin und Plagioklas hervorzugehen, öfter auch aus Pyroxen; Kalktongranat bildet sich auch aus Plagioklas allein. Sehr schön kann die Granatbildung im Gabbro von Salicetti, Val Mastallone, beobachtet werden. Meine Handstücke gehören einem mittelkörnigen Diallag-Bronzit-Gabbro an mit sehr reichlichem Labrador. Innerhalb der Pyroxenkomplexe siedeln sich nun stellenweise fast bis zur Verdrängung der Augitmineralien kleine, rundliche Granatkörner an, immer so, daß sich die Mengen von Pyroxen und Granat umgekehrt proportional erhalten.[1])

Aus diesen Beispielen geht die Mannigfaltigkeit im Bildungsmodus des Granats hervor. Wahrscheinlich aber läßt sich die Bildung der einzelnen Gemengteile eines Eklogits meist gar nicht mehr auf einzelne Komponenten eines gabbroiden Gesteines beziehen, sondern die mineralogische und strukturelle Umwandlung ist eine so tiefgehende, daß an eine intensive Mischung der Elemente gedacht werden muß.

Wie bekannt sind die Entstehungsbedingungen eines jeden Gesteins bis zu einem gewissen Grade aus seiner Textur und Struktur und aus seinem Mineralbestand herauszulesen. Um dies für den Eklogit zu können, sei mir erlaubt, in möglichster Kürze auf die zugrunde gelegten Prinzipien einzugehen. Die mikroskopische Arbeit an den krystallinen Schiefern hat letzterer Zeit zu einer Erweiterung und Modifikation der Ideen des Dynamometamorphismus geführt[2]) in dem Sinne, daß der Druck als dominierender Faktor

[1]) Kemp (30) berichtet von einem Anorthosite am Lake Champlain, in welchem der Granat Lamellen bildet, die an die Stelle von Zwillingslamellen der Plagioklase treten.

[2]) Einen neuen und eigenen Weg hat Weinschenk durch den Gedanken der Piezokrystallisation eingeschlagen. Indessen ist der geologische Bau des mittleren

Digitized by Google

aufgegeben wurde[1]). Er unterstützt nur mehr die durch kleinste Wassermengen vermittelte chemische Aktion durch Zermalmung der Gesteine und Hervorbringung von Spannungszuständen, welche die Umkrystallisation befördern u. s. w. und beeinflußt das texturelle und strukturelle Gepräge (Krystallisationsschieferung, gleiche oder verschiedene Größe der Bestandmineralien u. dergl.). Die Ideen des modernen Dynamometamorphismus sind von van Hise (43) unter Zugrundelegung der van t'Hoff'schen Gesetze über Temperatur- und Druckänderung bei chemischen Systemen systematisch bearbeitet und bereichert worden. Nach ihm zerfallen die Regionen der Gesteinsmetamorphose in zwei physikochemische Zonen, in welchen die entgegengesetzten Reaktionen herrschen, eine tiefere als das Gebiet der Dissoziationen und eine höhere als das der Assoziationen. Diese beiden Arten von Reaktionen bestimmen hauptsächlich den Mineralbestand jener Zone; der Druck kann in jeder als allseitiger „hydrostatischer" oder als einseitiger, sogenannter „streß" wirken. Statische Massenzustände, wo jede mechanische Einwirkung fehlt, bedingen sehr langsam chemische Umsetzungen mit Erhaltung der ursprünglichen Struktur.

Es mag eine offene Frage bleiben, ob der Einteilungsgrund der Zonen nach van t'Hoffs Prinzipien ein glücklich gewählter ist, ob sie die Hauptfaktoren der Gesteinsumwandlung ausdrücken. Eigentliche Dissoziationen, mit Ausnahme der Dehydierung, kommen ja auch in der tieferen Zone nicht vor und es läßt sich nur sagen, daß sich

Ötztales demselben nicht günstig. Es fehlt dort das die Metamorphose erzeugende zentrale, granitische Massiv, denn es liegen hauptsächlich sedimentäre Gneisse vor, die nur durch kleinere Granitstöcke und durch allerdings relativ mächtige Amphibolitzüge unterbrochen werden. Diese haben keinen Kern mit eruptivgesteinsartiger Natur, der nach außen in schiefrige Gesteine überginge, wie es bei einem unter zentralmassivischen Bedingungen erstarrten Magma sein müßte, sondern es wechseln massige und schieferige Arten bei stets wiederkehrendem Mineralbestand.

[1]) Die Hypothese der reinen Druckmetamorphose wurde durch die Springschen Versuche vielfach als experimentell begründet dargestellt. Weinschenk und van Hise haben gezeigt, daß gerade jene Experimente, welche für die Gesteinsmetamorphose maßgebend gewesen wären, als gescheitert betrachtet werden müssen. Die neueste experimentelle Arbeit von Adams und Nicholson (46) ist für die Frage der Bildung der krystallinen Schiefer von geringer Bedeutung, da ihr Resultat nur ist, daß bei Temperaturen unter 200—300° Umformung des Kalksteins durch Bruch und Zwillingsbildung, bei höheren Temperaturen durch letztere oder Gleitung eintritt. was natürlich durch die Gegenwart von Wasser nicht beeinflußt wird.

Digitized by Google

in ihr im allgemeinen wegen der vorherrschenden hohen Temperatur jene Verbindungen bilden müssen, welche die geringere positive oder eine negative Wärmetönung besitzen. Gewiß wird aber auch der Druck durch die größte Tiefe derart beeinflußt, daß er nicht nur zunimmt, sondern sich auch dem hydrostatischen immer mehr nähert und er kann dem Temperaturgesetz entgegenwirken. Es werden sich in der größten Tiefe also die spezifisch schwersten Mineralien bilden und die Einteilung in Zonen ist ebenso sehr von der Art des Druckes, als der Höhe der Temperatur beherrscht. Ferner wäre es natürlich, von den zwei unteren Zonen eine oberste abzugliedern, in welcher Druck und Temperatur die gewöhnlichen sind und in welcher nicht das in den Gesteinshohlräumen zirkulierende Wasser, sondern die Atmosphärilien das umgestaltende Agens sind. Durch sie würde der Einfluß besonders des Massenwirkungsgesetzes (61) demonstriert, das bei der Betrachtung der physiko-chemischen Prinzipien der Gesteinsmetamorphose nicht vergessen werden sollte, da es den großen Kampf der Kohlensäure mit der Kieselsäure beherrscht. Daneben wäre auch noch der Gibbsschen Phasenregel zu gedenken und der inneren, durch das Wesen des sich umwandelnden Gesteinskörpers bedingten Faktoren. Zu ihnen gehören im weitesten Sinne die chemischen Affinitäten und das Mengenverhältnis der in Betracht kommenden Elemente, enger der molekulare Bau der Gesteinskomponenten, ihre Löslichkeit, Verwitterbarkeit, Härte, Spaltbarkeit, Gleitfähigkeit, ihre Neigung zur Zwillingsbildung und in geringem Grade vielleicht auch ihre Schmelzbarkeit.

Nach den oben angedeuteten Merkmalen der verschiedenen Tiefenstufen ist die Entstehungszone des Eklogites leicht feststellbar. Seine Mineralkomponenten haben durchgehends ein hohes spezifisches Gewicht, was auf große Drucke und dadurch wahrscheinlich auf große Tiefe hinweist. Wasserhaltige Mineralien sind in den Eklogiten in der Regel erst sekundär und fehlen dem ursprünglichen Gestein. Bei hohen Temperaturen, also in großer Tiefe, können hydrierte Komponenten nicht entstehen noch bestehen. Eines der charakteristischen Mineralien der untersten Zone ist der Pyroxen[1]), der als Neubildung höherer Tiefenstufen zu fehlen scheint. Auch der Granat bildet sich gerne in großer Tiefe, ebenso wie der schwere Rutil.

[1]) Spezifisch schwerer als die in weniger großer Tiefe vertretene Hornblende und wasserfrei.

Digitized by Google

Zu den gleichen Resultaten führen die Beobachtungen der Struktur. Wir haben gesehen, daß besonders am Omphazit Spuren von Kataklase reichlich auftreten, von leiser undulöser Auslöschung bis zur vollständigen Zertrümmerung. Daraus darf man aber wohl kaum schließen, daß bei der Bildung des Eklogits die chemische Umformung nicht mit der mechanischen Schritt zu halten vermochte, denn die Kataklase hat offenbar den fertigen Mineralbestand des Gesteins betroffen. Wir fanden die Eklogite fast durchgehend massig gefügt, doch oft mit einer mehr oder weniger ausgesprochenen Tendenz des Omphazits zu paralleler Lagerung der Längsrichtung. Die Korngröße ist ziemlich gleichmäßig, letzteres freilich nicht ohne manche Ausnahme. Die Erhaltung der massigen Textur setzt hydrostatische oder statische Massenzustände voraus; Parallel-Textur und gleiche Korngröße weisen auf dynamische Einwirkungen hin. Allein keines dieser Charakteristika ist hier scharf ausgesprochen; daher hat man den Bildungsherd der Eklogite in einer Tiefenstufe zu suchen, wo sich statische und dynamische Massenzustände gewissermaßen kombinieren. das ist die tiefste Zone.

(Fortsetzung im nächsten Hefte.)

Digitized by Google

XXII. Über Turnerit und Anatas von Prägratten in Tirol.

Von **Oskar Pohl** in Prag.

(Tafel VI und 1 Textfigur.)

I. Turnerit.

Der Turnerit (Lévy) wurde früher als selbständiges Mineral beschrieben und benannt. Doch schon Dana fand bereits im Jahre 1866 (Am. J. Sc. [2] 42, 420), daß die Krystallformen des Turnerites mit denjenigen des Monazites übereinstimmen. Da auch einige physikalische Eigenschaften beiden Mineralen gemeinsam waren, schloß er, daß beide ein und dasselbe Mineral seien (5. Aufl. d. Syst. of Min., pag. 541). Diese Folgerung fand ihre Bestätigung, als G. vom Rath im Jahre 1870 (Sitz.-Ber. d. kgl. Bayer. Akad. d. Wiss., 5. Nov. 1870) einen auf Orthit aufgewachsenen Monazitkrystall aus einem Sanidinauswürfling vom Laachersee genau untersucht und beschrieben hatte. Es ergab sich nämlich bei der Messung eine so genaue Übereinstimmung mit den von Des Cloiseaux (Manuel 1, 535) 1862 am Turnerit gefundenen Winkeln, daß dieser, da auch die optischen Eigenschaften übereinstimmten, unbedingt mit dem Monazit vereinigt werden mußte. Der Turnerit gehört zu den sehr seltenen, in ganz kleinen, aber sehr kompliziert gebauten Krystallen vorkommenden Mineralen. Er wurde zuerst am Mont Sorel im Dauphiné gefunden, wo er von Anatas, Quarz und Feldspat begleitet wird; dann entdeckte ihn G. vom Rath bei St. Brigitta, unweit Ruäras im Tavetscher Tal; auch im Corneratal, am Piz Cavradi südlich von Chiamut fand er sich, sowie bei Amsteg im Maderanertal; von der Alp Lercheltini im Binnental beschrieb G. vom Rath Zwillingsbildungen des Turnerites, die denen des Monazites gleichkommen.

Digitized by Google

Späterhin fand man den Turnerit noch an verschiedenen Orten, wie im Valsertal (Graubünden), Hitterö (Norwegen), Tintagel (Cornwall), Alexander County (Nord-Carolina), New-York City u. a. m.

Die mir vorliegenden Krystalle des Turnerits stammen von Prägratten (Tirol), und zwar vom Säulenkopf auf der Frossnitzalpe und sind als solche das einzige Vorkommen von Turnerit in den Tiroler Alpen. Auf Klüften des Glimmerschiefers findet man sie aufgewachsen in Begleitung von Kalkspat und Quarz. Der Calcit ist bemerkenswert wegen der auffallend verschiedenen Beschaffenheit der Flächen verschiedener Formen, indem nämlich die einen der aus Rhomboëdern und Skalenoëdern bestehenden Flächen das Aussehen haben, als wenn sie durch Säure geätzt wären, die anderen dagegen, und zwar meist nur die kleineren Flächen, glatt erscheinen. Der begleitende Quarz tritt als Rauchtopas auf. Die Krystalle des Turnerits sitzen entweder direkt auf dem Muttergestein auf oder aber auch auf diesem Rauchquarz, ja man kann beobachten, daß eine Anzahl von Turneriten in die Quarzkrystalle eingesenkt ist. Daraus darf man wohl den Schluß ziehen, daß der Turnerit sowohl während als auch nach der Quarzbildung entstanden ist. Als andere Begleitminerale, die ebenfalls auf oder in dem Rauchquarz sitzen, wären noch die weiter unten beschriebenen Anataskrystalle zu erwähnen, sowie die aus diesen ausstrahlenden Rutilnädelchen.

Von den vier mir vorliegenden Kryställchen, deren Größe $3 \times 1{\cdot}5 \times 0{\cdot}5\,mm$ nicht überschreitet, erwiesen sich drei als einfache, wahrscheinlich monokline Krystalle, einer als Zwilling. Ihre Farbe ist rotbraun, der Glanz lebhaft harzartig. Was die Zwillingsbildung anbelangt, so gleicht dieselbe jener, welche G. vom Rath an den Turneriten von der Alp Lercheltini im Binnental (N. J. B. f. Min., 1876) beobachtete (Fig. 4, Taf. VI). Es ist nämlich $\{100\} = \infty P \infty$ Zwillings- und zugleich Verwachsungsebene. An einem Spaltblättchen senkrecht zu $\{100\}$ eines solchen Zwillingskrystalles zeigte es sich, daß unter dem Mikroskope bei gekreuzten Nikols die beiden Subindividuen symmetrisch zur Verwachsungsebene auslöschten. Und zwar bildeten beide Auslöschungsrichtungen mit der Zwillingsnaht einen Winkel von $+ 3{\cdot}1^{\circ}$ (bezw. $-3{\cdot}1^{\circ}$).

G. vom Rath beschreibt (l. c.) allerdings nicht nur Appositionszwillinge, sondern auch Penetrationszwillinge. Von diesen wurden auf unserem Tiroler Fundorte bisher meines Wissens noch keine

Digitized by Google

gefunden. Im übrigen treten an unserem Appositionszwillinge dieselben Flächen auf wie an den einfachen Krystallen.

Ausgezeichnet sind alle diese Turnerite durch ihren großen Flächenreichtum, indem an ihnen eine sehr große Anzahl aller überhaupt bisher beobachteter Formen auftritt.

Die durch goniometrische Messung konstatierten Flächen sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt (vergl. auch Fig. 2, Taf. VI).

Buchstabenbezeichnung	nach Miller	Naumann	Weiss
a	{100}	$\infty\breve{P}\infty$	(a : ∞b : ∞c)
b	{010}	$\infty\breve{P}\infty$	(∞a : b : ∞c)
c	{001}	0P	(∞a : ∞b : c)
g	{012}	$^1/_2\breve{P}\infty$	(∞a : 2b : c)
e	{011}	$\breve{P}\infty$	(∞a : b : c)
u	{021}	$2\breve{P}\infty$	(∞a : b : 2c)
x	{$\bar{1}$01}	$\breve{P}\infty$	(a′ : ∞b : c)
y	{310}	$\infty\breve{P}3$	(a : 3b : ∞c)
l	{210}	$\infty\breve{P}2$	(a : 2b : ∞c)
m	{110}	∞P	(a : b : ∞c)
r	{111}	$-P$	(a : b : c)
v	{$\bar{1}$11}	P	(a′ : b : c)
i	{$\bar{2}$11}	$2\breve{P}2$	(a′ : 2b : 2c)
z	{$\bar{3}$11}	$3\breve{P}3$	(a′ : 3b : 3c)
o	{$\bar{1}$21}	$2\breve{P}2$	(2a′ : b : 2c)

Als besondere Seltenheit wäre das Auftreten der Flächen {012} und {310} zu erwähnen, welche früher nur an den Krystallen von Tavetsch {012}, {310}, Binnental {310}, Valsertal und Alexander County {012} beobachtet worden sind.[1])

Auch die Fläche {001} ist nicht eben gerade häufig.

Bowmann, der sich in den eben zitierten Beiträgen ebenfalls mit unserem Vorkommen beschäftigt hat, fand noch eine Fläche {013} und bezeichnete sie mit k; doch bemerkt er gleichzeitig, daß das Auftreten dieser Fläche nicht ganz sicher sei. An den mir zur Verfügung stehenden Krystallen war dieses Klinodoma nicht auffindbar.

[1]) H. L. Bowmann, Beiträge zur Kenntnis des Monazit. (Groth, Zeitschr. f. Kryst. und Min., XXXIII, pag. 113.)

Digitized by Google

Die Winkel, welche ich an meinen Krystallen gemessen habe, sowie diejenigen, welche ich nach der Bestimmung der Formen aus dem von Kokscharow angegebenen Achsenverhältnis des Turnerites ($a:b:c = 0{\cdot}96933:1:0{\cdot}92558$) und dem Achsenwinkel ($\beta = 76^\circ 20' 10''$) gerechnet habe, führe ich in untenstehender Tabelle an.

Winkeltabelle für Turnerit.

Winkel von	gemessen	gerechnet
(100)—(001)	76° 21′	76° 20′
(001)—($\bar{1}$01)	50° 11′	50° 9′
($\bar{1}$01)—($\bar{1}$00)	53° 31′	53° 31′
(100)—(110)	43° 16′	43° 17′
(100)—(210)	25° 8′	25° 13′
(100)—(310)	17° 29′	17° 26′
(0$\bar{1}$2)—(012)	48° 30′	48° 26′
(0$\bar{1}$1)—(011)	83° 49′	83° 56′
(0$\bar{2}$1)—(021)	60° 48′	60° 55½′
(100)—(111)	47° 53′	48° 1½′
(111)—(011)	32°	31° 51½′
($\bar{1}$11)—($\bar{1}$00)	61° 25½′	61° 31′
($\bar{1}$11)—($\bar{1}$10)	31°	30° 56′
($\bar{1}$11)—(011)	38° 42′	38° 36′
($\bar{2}$11)—($\bar{1}$00)	38° 26½′	38° 21′
($\bar{2}$11)—(011)	61° 41′	61° 46′
($\bar{3}$11)—($\bar{1}$00)	26° 41′	26° 44′
($\bar{3}$11)— (011)	73° 26′	73° 23′
($\bar{1}$21)—($\bar{1}$01)	56° 6′	56° 6′
($\bar{1}$21)—(021)	27° 10′	27° 18′

Der Habitus der Krystalle ist, wie Fig. 1, Taf. VI zeigt, tafelförmig nach {100}. Am stärksten entwickelt ist die Orthodomen- und die Pyramidenzone, weniger die Prismenzone, so daß die Fläche {100} beinahe das Aussehen eines Rhombus erhält. Vergleicht man damit den allgemeinen Habitus der Turneritkrystalle anderer Vorkommen, so findet man, daß außer diesen nach {100} tafelförmigen Formen, die auch anderwärts, wie Tavetsch, Valsertal, Binnental u. s. w. beobachtet wurden, auch Krystalle gefunden wurden, bei denen die Fläche b {010} am

Digitized by Google

stärksten entwickelt ist, wodurch die Krystalle nach dieser Fläche tafelförmig ausgebildet sind (Tintagel, Cornwall). Die Turnerite von Washington Heights, New-York City wiederum sind, wenn auch noch dicktafelförmig nach {100}, in der Längsachse doch so stark gestreckt, daß sie einen mehr säulenförmigen Habitus erhalten. Diese beiden zuletzt erwähnten Fälle aber gehören jedenfalls zu den Ausnahmen. In der Regel kommt der Turnerit in Krystallen vor, die wie die vorliegenden aus Tirol nach a {100} tafelförmig ausgebildet sind.

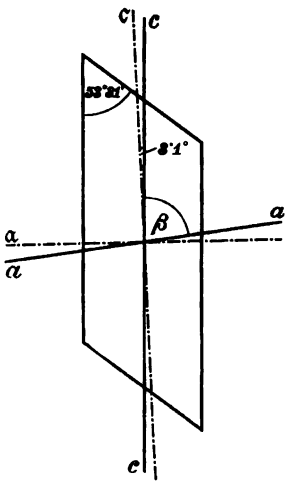
Bei der Beobachtung und Messung der Krystalle sind mir eine Reihe von Unregelmäßigkeiten aufgefallen, die konstant bei allen vier Krystallen mehr oder weniger deutlich wahrnehmbar waren.

Zuerst einmal ist es die merkwürdig ungleiche Ausbildung der Zonen auf der rechten und linken Seite eines und desselben Krystalles, die wie aus Fig. 3, Taf. VI zu ersehen ist, darin besteht, daß auf der linken Seite die Klinodomenzone stärker ausgebildet ist, während auf der rechten Seite wiederum die Zone {$\bar{1}11$}, {$\bar{1}21$}, {010} herrschend auftritt und die Domenzone zu verdrängen sucht. Dadurch aber erhalten die Krystalle ein unsymmetrisches Aussehen, also mehr triklinen Charakter, was auch darin hervortritt, daß trotz oftmals wiederholter und sorgfältiger Messung die Winkel von {001} auf {012} und von {001} auf {$0\bar{1}2$} niemals einander vollkommen gleich waren, sondern immer einen, wenn auch kleinen, so doch nicht zu übersehenden Unterschied aufwiesen, der doch zu dem monoklinen Charakter der Krystalle in offenbarem Widerspruche steht. Des weiteren zeigte das Orthopinakoid stets eine eigentümliche Schweifung und gab infolgedessen niemals ein markantes Lichtbild, sondern vielmehr eine nach mehreren Richtungen zerzogene Anhäufung von solchen, was natürlich die Messung nicht gerade fördern konnte. Daß alle diese Unregelmäßigkeiten untereinander im Zusammenhang stehen und von ein und derselben Ursache abhängig sind, wird man wohl annehmen können, die Ursache selbst aber angeben zu können, ob etwa da an eine chemische Beeinflussung während des Entstehens der Krystalle zu denken wäre, darüber vermag ich keine Anschauung zu äußern. Cathrein, der dasselbe Vorkommen im N. J. f. Min., 1899, II. beschrieben hat, erwähnt von diesen Unregelmäßigkeiten nichts. Von den ihm vorliegenden Krystallen unterscheiden sich die hier beschriebenen durch das Auftreten der negativen Pyramide {111} und

Digitized by Google

durch die scheinbar bessere Ausbildung der Flächen {210}, {310}, {$\bar{2}$11} und {$\bar{3}$11}, indem ich von denselben ganz gute Reflexbilder erhielt, während Cathrein sie nur mittelst Schimmermessung bestimmen konnte.

Was die Spaltbarkeit anbelangt, so ist dieselbe vollkommen nach der Symmetrieebene, d. i. b {010}, weniger vollkommen nach der Basis. Nach dem Orthopinakoid konnte sie auf einem Blättchen parallel {010} als spärlich auftretende, feine Risse beobachtet werden (nach Cathrein fehlt dieselbe ganz). Diese Angaben stimmen am meisten mit denen Des Cloizeaux' überein, der bemerkt (Manuel,



2, pag. 476), daß die Spaltbarkeit parallel dem Orthopinakoid schwieriger sei als parallel dem Klinopinakoid. Dana dagegen nennt in seinem System, VI. ed., pag. 750 die Spaltbarkeit nach der Symmetrieebene schwierig, nach dem Orthopinakoid deutlich und nach der Basis vollkommen. Naumann-Zirkel erwähnt in seinem Lehrbuch, XIII. Aufl., pag. 577 die bei unserem Vorkommen so vollkommene Spaltbarkeit nach {010} überhaupt nicht.

Die optische Orientierung der Turnerite vom Säulenkopf weicht nicht bedeutend von der der bekannten Vorkommen ab. Auf einem Blättchen parallel b {010} beobachtete ich unter dem Mikroskop bei gekreuzten Nikols den Auslöschungswinkel von 3·1° (für weißes Licht). Durch Prüfung mit dem Quarzkeil erhielt ich auf b folgende optische Orientierung (siehe obenstehende Figur).

Digitized by Google

Da die Ebene der optischen Achsen senkrecht zu b liegt, ist die Richtung der kleineren Elastizität auf dem Spaltungsblättchen gleich der Achse kleinster Elastizität c, die dazu senkrechte Hauptschwingungsrichtung aber b. Und da (vergl. Trechmann, Beiträge zur Kenntnis des Turnerits, N. J. B., 1876, pag. 593) der Turnerit positiv doppelbrechend ist, ist c spitze Bisectrix. Man bekommt daher auf b wegen Austrittes von a im Konoskope keine Hyperbeln mehr zu sehen.

Was den Pleochroismus anbelangt, so ist derselbe an den Turneriten vom Säulenkopf nicht besonders stark. Auf a (100) beobachtete ich parallel c ein helles Gelb, das parallel a einen Stich ins Grünliche bekam, welche Angaben ungefähr mit denen Trechmanns (l. c.) am Tavetscher Turnerit übereinstimmen. Wegen Mangel an Material war es mir nicht möglich, unser Vorkommen auf seine übrigen optischen Eigenschaften zu prüfen; ich muß mich daher begnügen, die Daten anzuführen, die Bowmann uns in seinen Beiträgen[1]) gibt.

Optischer Achsenwinkel im Monobromnaphthalin ($\mu = 1{\cdot}6593$):

$$2H = 21^{\circ}\,26' \text{ (Na-Licht)}$$
$$\text{daher } 2E = 35^{\circ}\,57' \text{ (-- —)}.$$

Trechmann erhielt (l. c.) für die Schweizer Turnerite:

$$2E = 34^{\circ}\,12' \text{ (Rot)}$$
$$2E = 34^{\circ}\,48' \text{ (Grün)}.$$

Im weißen Licht sieht man folgende Dispersion der Achsen:

$$\rho < \upsilon.$$

Nach Des Cloizeaux soll die Dispersion der Achsenebene beim Monazit eine schwach horizontale sein.

Der mittelst Prisma bestimmte Brechungsindex $\alpha = 1{\cdot}794$.

Der Turnerit ist ein Phosphat seltener Oxyde, und zwar enthält er Cer und Lanthan, öfters auch Toroxyd. Geschliffene Platten liefern ein ausgezeichnetes Absorptionsspektrum. Nach Miers kann man daher mittelst eines Handspektroskopes den Turnerit auf der Stufe sofort erkennen. Man beobachtet einfach den Krystall im direkten Sonnenlichte mit dem Handspektroskope. Das vom Krystalle reflektierte Licht zeigt meist ganz deutlich die charakteristischen dunklen Streifen im Spektrum.

[1]) l. c.

Digitized by Google

Ausführliche Literaturverzeichnisse enthalten die Arbeiten: Scharizer, „Der Monazit von Schüttenhofen“ (Groth, 1877, XII, pag. 255) und als Ergänzung Bowmann, „Beiträge zur Kenntnis des Monazits“ (Groth, 1900, XXXIII, pag. 113).

II. Anatas.

Die Anataskrystalle, die an dem Fundorte nicht eben gerade selten zu sein scheinen, sind ziemlich durchsichtig und von hellbraungelber Farbe. Ihre Dimensionen sind sehr schwankend:

die größten: $6{\cdot}25 \times 4{\cdot}55 \times 4{\cdot}13\,mm$,
die kleinsten: $2{\cdot}03 \times 1{\cdot}72 \times 1{\cdot}37\,mm$.

Der Habitus der tetragonalen Krystalle ist durchwegs pyramidal, und zwar ist die Grundpyramide p {111}, deren Flächen durch Kombinationsriefung stark gestreift erscheinen (vergl. Fig. 7, Taf. VI), vorwiegend ausgebildet. Die übrigen Flächen sind, außer vielleicht noch {112}, bezw. {337}, stark in den Hintergrund gedrängt und am Scheitel des Krystalles angehäuft (Fig. 5, Taf. VI). Die vorerwähnte Streifung der Grundpyramidenflächen scheint eine öfters auftretende Erscheinung zu sein. So ist sie an den Anatasen aus der Dauphiné, sowie an denen von Nil St. Vincent und v. a. O. beschrieben worden; ja selbst an den von Bruno Doss künstlich dargestellten Krystallen wurde sie beobachtet (N. J. B. f. Min., 1894, II, pag. 147).

Von den mir zur Verfügung stehenden 71 Krystallen war der größte Teil wegen äußerst mangelhafter Ausbildung der Flächen (außer {111}) zur Messung durchaus unbrauchbar, und nur eine ganz geringe Anzahl konnte zur krystallographischen Bestimmung verwendet werden. Dieselbe hatte nachstehendes Resultat:

Die Anataskrystalle vom Säulenkopf gehören zu den flächenreicheren ihrer Art, indem an ihnen außer der Endfläche {001} 5 Protopyramiden {111}, {112}, {117}, {337}, {2.2.11}, 2 Deuteropyramiden {101}, {107} und zwei ditetragonale Pyramiden {2.1.10}, {5.1.19} beobachtet wurden. Zu bemerken wäre, daß die Pyramiden {112} und {337} nie gleichzeitig an demselben Krystalle vertreten sind, sondern entweder nur {112} oder an ihrer Stelle nur {337} ausgebildet ist. Die Flächen {2.2.11} und {2.1.10} führt Klein in seiner Tabelle der bekannten Formen des Anatases (N. J. B. f. Min.,

Digitized by Google

1875, pag. 354) noch nicht an. Von diesen beiden Flächen wurde die zweite {2.1.10} im Jahre 1886 von Seligmann an einem Anatas von der Alpe Lercheltini im Binnental beschrieben (Groth, XI, pag. 337). Alle übrigen Flächen sind von Klein (l.c.) an dem Binnentaler Vorkommen allein schon beobachtet worden, wie überhaupt die Krystalle vom Säulenkopf eine gewisse Ähnlichkeit mit dem spitzpyramidalen Typus a des Binnentaler Vorkommens (nach Klein) aufweisen.

Als überhaupt neu wäre demnach nur das Auftreten der Fläche $\bar{E}$ {2.2.11} zu bezeichnen. Es führt sie weder Goldschmid in seinen Tabellen, noch Dana in seinem Systeme an. Auch in der neuesten Literatur war sie trotz eifrigen Suchens nicht auffindbar. Man erhält daher zusammengestellt folgende Formen:

Bezeichnung mit Buchstaben	nach Miller	Naumann	Weiss
c	{001}	0 P	$\infty a : \infty a : c$
p	{111}	P	$a : a : c$
k	{112}	$\frac{1}{2}$ P	$a : a : \frac{1}{2} c$
v	{117}	$\frac{1}{7}$ P	$a : a : \frac{1}{7} c$
x	{337}	$\frac{3}{7}$ P	$a : a : \frac{3}{7} c$
E	{2.2.11}	$\frac{2}{11}$ P	$a : a : \frac{2}{11} c$
e	{101}	P ∞	$a : \infty a : c$
o	{107}	$\frac{1}{7}$ P ∞	$a : \infty a : \frac{1}{7} c$
σ	{2.1.10}	$\frac{1}{5}$ P 2	$a : 2a : \frac{1}{5} c$
s	{5.1.19}	$\frac{5}{19}$ P 5	$a : 5a : \frac{5}{19} c$

Zur Ableitung und Sicherstellung der Formen wurden folgende Winkel gemessen und aus dem Achsenverhältnis $a : c = 1{\cdot}7771$ (nach Kokscharow) gerechnet:

Digitized by Google

Winkel von		gemessen	gerechnet
{111}	{$\bar{1}\bar{1}$1}	136° 36′	136° 36′
{112}	{$\bar{1}\bar{1}$2}	102° 52′	102° 59′
{337}	{$\bar{3}\bar{3}$7}	94½°	94° 16′
{2.2.11}	{$\bar{2}.\bar{2}$.11}	49° 9′	49° 8′
{117}	{$\bar{1}\bar{1}$7}	39° 28′	39° 30′
{2.1.10}	{001}	21° 25′	21° 40′
{2.1.10}	{1.2.10}	13° 38′	13° 25′
{5.1.19}	{001}	25° 25′	25° 30′
{5.1.19}	{1.5.19}	27° 38′	27° 40′

Was die Spiegelung anbelangt, so lieferten alle Flächen mit Ausnahme der beiden ditetragonalen Pyramiden und den Pyramiden k {112} und x {337} recht scharfe, gut meßbare Reflexe. Von den genannten Flächen gaben die ersteren gehäufte Bilder, die letzteren stark in die Breite gezogene, verschwommene Lichtfiguren. Trotzdem waren auch sie, wie aus der Winkeltabelle zu ersehen ist, bis zu einer gewissen Genauigkeit meßbar. Auch der Glanz der einzelnen Flächen ist verschieden. Während {111}, {117} und {001} einen ziemlich hervorragenden Diamantglanz aufweisen, sind die übrigen Flächen viel matter und zeigen meist deutliche Spuren einer Ätzung.

Auffallend ist, daß alle Krystalle, selbst die kleinsten, nach einer Richtung in die Breite gezogen erscheinen, und zwar so, daß durchwegs die in zwei gegenüberliegenden Quadranten befindlichen Pyramidenflächen stärker ausgebildet sind als die beiden anderen (Fig. 6, Taf. VI). Die dadurch hervorgerufene Abplattung der Krystalle gibt ihnen ein Aussehen, welches scheinbar eher an das rhombische System erinnert als an das tetragonale.

Betrachtet man die Anatase vom Säulenkopf unter dem Mikroskop, so sieht man, daß die Farbe im durchfallenden Licht wesentlich heller ist, ein Gelb, dessen Intensität übrigens nicht überall gleich ist, indem einige Stellen heller, andere wiederum dunkler erscheinen. Zonare Verteilung dieser Intensitätsverschiedenheit konnte nicht beobachtet werden. Schaltet man den Polarisator ein, so sieht man, daß auf einem dickeren Blättchen parallel c die zur Hauptachse

Digitized by Google

senkrechten Schwingungen gelbgrün mit einem Stich ins Bläuliche liefern, die Schwingungen parallel c dagegen gelb geben. Ein dickeres Blättchen, senkrecht zur Hauptachse, zeigt infolgedessen konstant eine schwach gelbgrüne Farbe mit blau gemischt. Es ist demnach bei unseren Anatasen die Farbe für E gelb, die für O gelbgrün mit bläulichem Stich. (Nach Klein [l. c.] am Binnentaler braunen Anatas:

ω grünlichgelb

ε bräunlichgelb mit einem Stich ins rötliche.)

An den Anatasen von Vannes beobachtete v. Lasaulx (Groth, Zeitschr. f. Kryst. und Min., VIII, pag. 74) für E hellgelb, für O orange.

Aus diesen Angaben kann man ersehen, daß der Dichroismus der gelben Anatase nicht immer derselbe ist, während er bei den blauen Krystallen ziemlich konstant für E tiefblau, für O hellblau zu sein scheint.

Schleift man ein Blättchen unseres Anatases etwas dünner, so verschwindet jegliche Farbe. Betrachtet man so ein Blättchen im Polarisations-Mikroskop, so fällt einem sofort die chagrinierte Oberfläche und der breite Totalreflexionsrand auf, eine Folge des hohen Brechungsexponenten des Anatas ($\omega = 2{\cdot}554$, $\varepsilon = 2{\cdot}493$ nach Miller). Die Doppelbrechung ist ziemlich bedeutend, wenn auch nicht so stark wie bei Rutil und Calcit. Im parallel-polarisierten Lichte zeigen Blättchen von ziemlich geringer Dicke immer noch Farben der IV. und V. Ordnung, erst sehr dünne Blättchen geben Farben der II. und III. Ordnung. Infolge dieser starken Doppelbrechung erhält man in konvergentem polarisierten Lichte auf einem Blättchen (senkrecht zu c) von sehr geringer Dicke immer noch ein Achsenbild mit mehreren Ringen. Durch Prüfung mittelst Gyps- oder Glimmerblättchens ergab sich ebenfalls der negative Charakter der Doppelbrechung. Bei einer Drehung unter gekreuzten Nikols zeigte das Interferenzkreuz hier gleichfalls die schon oft beschriebene Anomalie, indem nämlich das Kreuz in Hyperbeln zerfällt und so stark an das Achsenbild optisch zweiachsiger Minerale erinnert, die, wie mancher Biotit, einen sehr kleinen Achsenwinkel besitzen.

Als besondere Merkwürdigkeit des Anatasvorkommens vom Säulenkopf wäre noch zu erwähnen, daß eine Reihe besonders der größeren Krystalle dadurch ein sonderbares Aussehen erhält, daß an ihnen Rutilnadeln in Büscheln parallel geordnet, bartartig nach verschiedenen, krystallographisch nicht bestimmbaren Richtungen aus-

Digitized by Google

strahlen. Diese Bärte haben gelbbraune Farbe, einen schwachen seidenartigen Glanz und erreichen eine Länge bis zu 5·6 *mm*. Die Nadeln selbst sind äußerst fein; ihre Dickendimensionen schwanken zwischen 0·63—7·9 μ. Die Figur 7, Taf. VI soll einen solchen mit Rutilbärten gezierten Anatas darstellen.

Wir werden wohl annehmen können, daß man es hier nicht mit einer bloßen Verwachsung dieser Minerale zu tun hat, sondern daß vielmehr der Rutil sekundär entstanden ist und wir hier von einer beginnenden Umwandlung von Anatas in Rutil sprechen können, da die Rutilbärte den Anataskrystallen nicht etwa bloß aufsitzen, sondern aus denselben herauswachsen, also teilweise dem Krystalle selbst noch angehören.

Überhaupt zeigen auch dünne Blättchen aus Krystallen, aus welchen keine Bärte ausstrahlen, unter dem Mikroskope, daß sie, manchmal sogar ziemlich stark, von Rutilnädelchen durchsetzt sind.

Schon früher wurden Paramorphosen von Rutil nach Anatas beobachtet und beschrieben, doch scheinen dieselben nicht viel Ähnlichkeit mit der vorliegenden zu haben. So erwähnt Reinhard Blum im III. Nachtrag seiner Pseudomorphosen des Mineralreiches, 1863 eine Paramorphose von Rutil nach Anatas von Itabira de Matto dentro, Provinz Minas Geraes in Brasilien. Aber hier füllt das radialstrahlig angeordnete, feinstengelige bis faserige Aggregat des Rutils einen größeren Krystall von Anatas aus, und zwar nicht ganz dicht, indem manche Stängelchen des Rutils frei stehen und sich so hohle Räume gebildet haben, die auch an der Oberfläche des Krystalls als kleine Löcher sichtbar sind.

Im Jahre 1865 beschrieb N. v. Kokscharow (Bull. de l'Acad. d. Scienc. de St. Pétersbourg, VI, Nr. 4, pag. 414) zwei Rutilkrystalle pseudomorph nach Anatas aus den Goldseifen in der Nähe des Flusses Sanarka am Ural. Hier bestehen die rötlichbraunen Krystalle von der Form des Anatas aus Rutilnadeln, die sich in verschiedenen Richtungen durchschneiden, und gleichen nach Kokscharows Ansicht durchaus den sogenannten Captivos, welche in Brasilien als unzertrennliche Begleiter (Sklaven) des Diamanten gelten. Auch Seligmann beschreibt in den Sitzungsberichten der niederrheinischen Gesellschaft in Bonn, 1885, Bd. 42, pag. 118 eine Umwandlung von Anatas in Rutil von Culm de Vi im Tavetsch, die sich von den

Digitized by Google

vorhergenannten dadurch unterscheidet, daß die neugebildeten Rutilnadeln durchwegs parallel gelagert sind.

Diesen allerdings schon vollendeten Pseudomorphosen gleicht unsere von Prägratten in Tirol wohl kaum. Am meisten Ähnlichkeit scheint sie mit jener Verwachsung von Anatas und Rutilnadeln zu haben, die seinerzeit Wiser (Jahrb. f. Min. etc., 1844) vom Mont Orsino bei Lucendro am St. Gotthard beschrieb und die M. Bauer (Über die Pseudomorphosen von Rutil nach Anatas, N. J. f. Min., 1891. I, pag. 235) als Pseudomorphose anführt.

Am Schlusse meiner Mitteilung angelangt halte ich es für eine angenehme Pflicht, Herrn Prof. Dr. A. Pelikan für seine gütige Unterstützung meinen wärmsten Dank auszusprechen.

Mineralogisch-petr. Institut der deutschen Universität in Prag,
Dezember 1902.

Erklärung der Tafel.

Fig. 1. Turnerit vom Säulenkopf bei Prägratten in Tirol (Parallelprojektion).
„ 2. Stereographische Projektion desselben.
„ 3. Linke und rechte Seitenansicht eines Turneritkrystalles.
„ 4. Appositionszwilling des Turnerits nach G. vom Rath.
„ 5. Anatas vom Säulenkopf (Parallelprojektion).
„ 6. Derselbe von oben gesehen nach der Natur gezeichnet und schematisiert (vergrößert).
„ 7. Anatas mit Rutilbärten nach der Natur (vergrößert).

Digitized by Google

XXIII. Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft.

Monatsversammlung

am 4. Mai 1903 im mineralogisch-petrographischen Institut.

Anwesend 29 Mitglieder.

Der Präsident v. Loehr gibt bekannt, daß die W. M. G. einen schweren Verlust erlitten hat durch den Tod ihres ersten Kassiers und Mitbegründers, des kgl. ungar. Rates Felix Karrer. Die Versammlung erhebt sich zum Zeichen der Trauer von den Sitzen.

Vorträge:

Dr. F. Focke spricht:

Über den als Desmin angesehenen Albit von Schlaggenwald.

„Anläßlich der am 9. Februar 1903 stattgefundenen Monatsversammlung der Wiener Mineralogischen Gesellschaft, welche mit einer Ausstellung von böhmischen Zeolithen verbunden war, hatte der leider zu früh dahingeschiedene eifrige Sammler Herr M. Lechner auch mehrere Stufen, als Desmin von Schlaggenwald bezeichnet, ausgestellt.

Dieselben zeigen auf Quarz aufgewachsene weiße Krystalle, welche infolge ihrer eigenartigen Ausbildung mit gewissen Desminvorkommen eine entfernte Ähnlichkeit besitzen. Nach einer solchen auf das Aussehen gegründeten, oberflächlichen Bestimmung dürfte das Mineral auch wirklich für Desmin gehalten worden und so die irrige Angabe in die Literatur übergegangen sein.

In Zepharovichs Mineralogischem Lexikon, II. Bd. findet sich nämlich auch Schlaggenwald als Fundort für Desmin angegeben und

Digitized by Google

als Autor Herr v. Hornberg[1]), welcher an zitierter Stelle unter „Kleine mineralogische Notitzen" folgendes berichtet: „Desmin. Ein sehr hübsches Vorkommen des Desmin ist jenes von Schlaggenwald. Die verschiedenartig gruppierten Krystalle überziehen teils krystallischen Quarz oder sitzen auf Zinnerz auf und sind an mehreren Stellen wieder mit violetten Flußspatwürfeln, seltener Krystallen des Buntkupfererzes bedeckt."

A. M. Glückselig erwähnt in seiner Schrift „Das Vorkommen von Mineralien im Egerer Kreise Böhmens" (Karlsbad 1862) ebenfalls „Desmin in den bekannten büschelförmigen Krystallen von blaßrötlicher oder weißer Farbe zu Schlaggenwald".

Rücker[2]) beobachtete an Schlaggenwalder Gangbildungen die Sukzession *a)* Quarz, *b)* Desmin, *c)* Kassiterit.

An keiner der angeführten Literaturstellen findet sich also eine nähere Beschreibung oder Angaben, welche auf eine genauere Untersuchung hinwiesen.

Dagegen ist bereits im I. Bande von Zepharovichs Mineralog. Lexikon Albit von Schlaggenwald und Schönfeld angegeben, welchen Zippe[3]) unter den Mineralien der Stockwerke und Gänge zu Schlaggenwald und Schönfeld folgenderweise beschreibt:

„Tetartoprismatischer Feldspat (Albit). Die bei dieser Mineralspezies gewöhnlichen Zwillingskrystalle, die Kombination $\breve{P}r\,\frac{}{2}\cdot -\frac{\breve{P}r}{2}\cdot\frac{r\,(P+\infty)^3}{l\quad 2}$. $\breve{P}r+\infty$ mit sehr stumpfen einspringenden Winkeln an den Flächen $\breve{P}r$, finden sich hier zu Drusen gehäuft auf Krystallen von Quarz aufgewachsen; ihre Flächen sind drusig, daher die Krystalle, welche selten zwei Linien in ihrer Größe übersteigen, etwas undeutlich. Sie sind graulichweiß, zuweilen äußerlich ockergelb, nur an den Kanten durchscheinend, gehen durch Verwachsung in büschelförmig und sternförmig auseinanderlaufende stängliche Zusammensetzungsstücke über, sind teils von Apatit, teils von Kupferkies und Zinnerz begleitet."

---

[1]) Korrespondenzblatt des zoologisch-mineralogischen Vereines in Regensburg, 1860, XIV. Jahrgang, pag. 153.

[2]) Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, 14. Bd., pag. 316.

[3]) Fr. Zippe, Die Mineralien Böhmens, nach ihren geognostischen Verhältnissen und ihrer Aufstellung in der Sammlung des vaterländischen Museums geordnet und beschrieben. (In den Verhandlungen der Gesellschaft des böhmischen Museums v. J. 1841. 9. Die Mineralien des Tepler Gebirges.)

Digitized by Google

Aus der Ähnlichkeit dieser Beschreibungen, insbesondere in der übereinstimmenden Angabe der charakteristischen Ausbildungsweise und derselben Paragenese, geht hervor, daß den verschiedenen Autoren gleichartige Stücke dieses Fundortes vorgelegen sind. Bei einer aufmerksamen Betrachtung solcher Stufen ergibt sich jedoch sofort, daß Zippe das Mineral richtig als Albit bestimmt hat, während Desmin in Schlaggenwald wohl überhaupt nicht vorkommt, obgleich dessen Auftreten auf Erzgängen von manchen Lokalitäten bekannt ist.

Die Krystalle zeigen typischen Feldspathabitus und konnten folgende Formen daran festgestellt werden: P (001), x ($\bar{1}01$), T ($1\bar{1}0$), l (110), z ($1\bar{3}0$), M (010), seltener o ($\bar{1}\bar{1}1$). Die größeren von ihnen haben eine durchschnittliche Länge von 6 *mm*, sind zum Teil gedrungen, kurz säulenförmig, zum Teil langprismatisch nach der c-Achse, insbesondere bei den später besprochenen Durchkreuzungszwillingen. Im Gegensatz zur gewöhnlichen Albitform ist die Längsfläche meist schmal gegenüber den anderen Flächen ausgebildet und zeigt immer eine sehr feine Längsriefung, öfter durchzogen von Sprüngen parallel der basischen Spaltbarkeit. Am stärksten entwickelt sind die Flächen des aufrechten Prisma und das Doma ($\bar{1}01$), während die Endfläche fast immer zurücktritt.

Die Krystalle, die infolge dieser eigentümlichen Größenverhältnisse der Flächen oft mehr an Orthoklas erinnern, sind daher sehr selten ebenmäßig und insbesondere die größeren, welche durch polysynthetische Verwachsung zu wahren Krystallstöcken werden, zeigen allenthalben eine drusige Oberfläche.

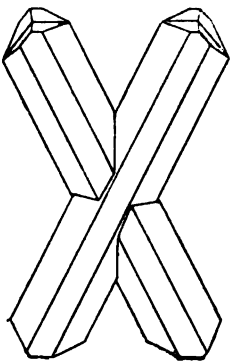
Außer den gerieften Längsflächen besitzen nur wenige Stellen der übrigen Flächen genügenden Glanz und eine derartige Ausbildung, um zur Messung halbwegs brauchbar zu sein. Die Krystalle sind daher im allgemeinen für eine goniometrische Bestimmung nicht zu benützen, da die Reflexe stets schlecht sind und zu undeutlichen Lichtbändern ausgezogen erscheinen, wodurch jede genaue Messung ausgeschlossen ist. Immerhin ergibt sich aus den für einzelne Winkel erhaltenen Annäherungswerten eine Übereinstimmung mit triklinem Feldspat.

Es treten keine einfachen Krystalle, sondern nur Zwillinge nach dem Albitgesetz auf mit den charakteristischen stumpfen, einspringenden Winkeln an End- und Domaflächen und diese ver-

Digitized by Google

einigen sich wiederum öfters nach dem Karlsbader oder Manebacher Gesetz.

Interessanterweise findet in letzterem Falle eine Durchkreuzung der Individuen statt. Es sind bisher derartige Penetrationszwillinge nach dem Manebacher Gesetz und speziell bei Albit noch nicht beobachtet worden.[1])



Diese Zwillinge höheren Grades haben die Gestalt eines Andreaskreuzes, indem ihre c-Achsen nach der Berechnung einen spitzen Winkel von 52° 48′ und einen stumpfen Winkel von 127° 12′ einschließen. Um diese Werte an den Krystallen zu vergleichen, wurden die Winkel derselben durch Einschieben eines im obigen Verhältnisse zugeschnittenen Kartonblattes geprüft und eine der Methode entsprechend gute Übereinstimmung gefunden. Die Beschaffenheit des Materiales ließ es nämlich nicht zu, solche Zwillingskrystalle unbeschädigt abzusprengen, um eine bessere Untersuchung auszuführen. Aus demselben Grunde sowie wegen der Undeutlichkeit ihrer Ausbildung war es auch nicht möglich, näheres über die Art der Verwachsung und die Zusammengehörigkeit der Einzelindividuen zu ermitteln.

Obenstehende Figur gibt eine schematische Darstellung dieser Penetrationszwillinge, deren Individuen stets übereinander gewachsen

[1]) Dr. H. Graf Keyserling erwähnt in seinen „Geologisch-petrographischen Studien im Gebiete der Melaphyre und Augitporphyre Südtirols“ (Jahrbuch der k. k. geologischen Reichsanstalt, LII. Bd., 1902, pag. 335) die äußerst häufig vorkommende kreuzweise Verwachsung bei den großen Labrador-Einsprenglingen, die schon Dölter (Tschermaks Mineralogische Mitteilungen, 1875, pag. 295) beschrieben hat; doch konnten beide Autoren wegen der unregelmäßigen Begrenzung der Individuen keine bestimmte Gesetzmäßigkeit entdecken.

Digitized by Google

sind. Auf einer der mir zur Verfügung gestandenen Stufen ist eine größere Zahl dieser Durchkreuzungszwillinge vorhanden, teils beiderseits frei ausgebildet, teils zur Hälfte eingewachsen, so daß öfter nur die den stumpfen oder den spitzen Winkel bildenden Teile der Krystalle aus der Unterlage hervorragen.

Außer diesen Zwillingsverwachsungen kommt noch eine Anzahl teils paralleler, teils unregelmäßiger Verwachsungen und Durchkreuzungen vor, die zu sternförmigen und stängeligen Bildungen Veranlassung geben und in ihrer Gesamtheit gewiß zur Verwechslung des Albits mit Desmin beigetragen haben. Neben sehr wenigen durchscheinenden weißen Krystallen weisen die Stufen hauptsächlich weiße und gelblich- bis rötlichweiße undurchsichtige Krystalle auf mit wenig Glasglanz, infolge der feinen Riefung auf der Längsfläche mit etwas Seidenglanz.

Die zahlreichen Einschlüsse, welche Dünnschliffe eines Krystalles enthalten, deuten auf die fortschreitende Umwandlung hin, die sich auch makroskopisch in vielfach unfrischem Aussehen und dem verhältnismäßig leichten Zerfall der Krystalle beim Ablösen zeigt.

Die Spaltbarkeit ist die bei Albit gewöhnliche. Die Härte beträgt 6·5; das spezifische Gewicht wurde wegen der Einschlüsse mit dem Pulver des Minerals im Pyknometer zu 2·616 bestimmt. Die optischen Erscheinungen wurden an Spaltblättchen und Schliffpräparaten mit Albit übereinstimmend gefunden. Die Auslöschung auf Blättchen parallel der Endfläche mit der Kantenrichtung PM beträgt $+3·5°$—$4°$, parallel der Längsfläche $+19°$; im konvergenten Licht erscheint auf 010 ein randlich stehendes Achsenbild mit großer Apertur und positivem Charakter der Doppelbrechung.

Im Kölbchen zerknisternd, kein Wasser gebend. V. d. L. zirka vier schmelzbar zu weißem blasigem Glase, welches mit Kobaltnitrat befeuchtet und geglüht blau wird. Die Flamme wird lebhaft gelb gefärbt. Von Säuren nur wenig angegriffen.

Was die Paragenese anbelangt, welche die meisten Stufen erkennen lassen, so kommt der Albit in Schlaggenwald auf Quarzkrystallen aufgewachsen vor, welche er meist rindenartig überkleidet, oft ohne mit einem andern Mineral vergesellschaftet zu sein. In den häufigsten Fällen finden sich jedoch in seiner Begleitung sitzende Hexaeder von violblauem Fluorit, zum Teil mit Kernkrystallen und selten mit einem Tetrakishexaeder kombiniert; ferner Kupferkies und

Digitized by Google

selten Apatit. Das Zusammenvorkommen mit Zinnerz, welches in der Literatur angeführt wird, konnte ich nicht beobachten. Eine Stufe zeigt ein inniges Gemenge von Kupferkies mit Albit, welcher in den Hohlräumen frei auskrystallisiert ist.

Schließlich will ich noch erwähnen, daß Zippe[1]) neben dem Albit von Schlaggenwald auch das Auftreten von kleinen, fleischroten Orthoklaskrystallen von drusiger Beschaffenheit auf Quarz, der auf Gneis aufsitzt, mit gleicher Paragenese von diesem Fundort beschrieben hat. Breithaupt[2]) rechnet diesen Orthoklas zum Paradoxit, der von den Gängen von Euba bei Chemnitz, von Marienberg und Ehrenfriedersdorf i. S. und andern Orten bekannt ist.

Das Vorkommen von Feldspaten auf Erzgängen hat früher großes Aufsehen hervorgerufen, derzeit bietet diese Bildungsweise jedoch keinen Anlaß mehr, Erstaunen zu erregen.

Herrn Dr. Adolf Lechner spreche ich für die liebenswürdige Überlassung des Materials zu dieser Arbeit und Herrn Demonstrator K. Rauscher für die freundliche Beihilfe bei Anfertigung der Textfigur meinen verbindlichsten Dank aus.“

F. Becke hält einen Vortrag „Vom Tauerntunnel“ unter Vorführung von Skioptikonbildern, welche den geologischen Bau und dessen Einfluß auf die Landschaft illustrieren.

Ausstellung: Minerale des Gasteintales.

An der Ausstellung beteiligte sich das Hofmuseum (H), das mineralogisch-petrographische Universitätsinstitut (MP), das Mineralogische Universitätsinstitut (M), ferner hatte Prof. Berwerth mehrere von ihm gesammelte Stufen ausgestellt (B), endlich brachte Professor Kürschner (K) einige Stücke seiner Sammlung zur Ausstellung.

Minerale des Granitgneises.

Pyrit. Pyritoëder (210) in Drusen auf Gneis aufsitzend, Ankogel (B).

Quarz. Bergkrystall eine Gruppe flacher Krystalle, Ankogel (B). Amethyst als Fortwachsung auf Bergkrystall, ähnlich den bekannten Zillertaler Szepterquarzen „Gastein“ (H).

Rutil. Dicke zerbrochene Prismen in Biotit-Amphibolit, Ankogel (H). Braune Säulen mit Quarz im Granitgneis, Kreuzkogel (H). Mit Quarz in biotitreichem Granitgneis, Rathausberg (H).

Anatas. Sehr kleine Täfelchen mit Ripidolith, Periklin und kleinen Bergkrystallen „Gastein“ (H).

---

[1]) Zippe, l. c.

[2]) Breithaupt, Mineralogische Studien, Leipzig 1866.

Digitized by Google

Kalkspat. Vom Ankogel liegen vor: Gruppen von Krystallen $(01\bar{1}2)$ $(10\bar{1}0)$ auf Braunspat und Bergkrystall, ferner ein steiles positives Skalenoëder mit $(01\bar{1}2)$ als Endigung, beiderseits ausgebildet (H).

Strahlstein in Talk eingewachsen. Ankogel (B).

Adular. Drusen durchscheinender Krystalle der gewöhnlichen Form, „Böcksteinertal" (H).

Beryll. Lichtblaue Säulen in Aplit eingewachsen, Rathausberg (H). Ein ähnliches sehr schönes Stück (K).

Turmalin. Mit Periklin auf Gneis, Ankogel (B).

Muskovit. Druse tafeliger Krystalle auf Ripidolith, Ankogel (H).

Pikrosmin. Lauchgrün, langfaserig seidenglänzend, Ankogel (B).

Prochlorit. In körnigschuppigen Aggregaten, Ankogel (B).

Prehnit. Mit Ripidolith und Kalkspat, Ankogel (H).

Desmin. Kniebeiß (Rathausberg). Hier kommen aplitische und pegmatitische Gänge vor, welche als jüngste Bildung über den gewöhnlichen Pegmatitmineralen tafelige durchsichtige Kryställchen von Desmin tragen (H) (MP).

Titanit. Kleine braune, flächenreiche Krystalle mit Kalkspat und Chlorit auf Gneis aufsitzend tragen die Fundortbezeichnung „Gastein" (H). Große braune Krystalle, Zwillinge aufgewachsen auf Adular stammen vom Ankogel (B).

Minerale von den Erzgängen des Rathausberges.

Gold. Die ausgestellten Stücke zeigen das edle Metall eingesprengt in Quarz in feinen Flittern begleitet von Pyrit, an einem Stück angeblich von Freieslebenit (H. MP).

Arsenkies. Dendritisch mit Zinkblende auf Quarz. Fundortangabe „Böckstein". Das Stück war als Antimonsilber bezeichnet und wurde von Dr. Köchlin als Arsenkies erkannt (H). Ein anderes Stück zeigt das Mineral derb mit Quarz und trägt den Fundortvermerk „Gastein" (H).

Kupferkies. Sphenoide mit Drusen von Kalkspat und Bergkrystall (H).

Antimonit. Einzelne haarförmige Krystalle mit Chalkopyrit, Siderit in einem kleinen Drusenraum in körnigem Quarz (H).

Molybdänit. Derb mit Pyrit. Fundort „Kniebeiß" (H).

Kalkspat. Zwei verschiedene Typen. Aufgewachsene Gruppen von Skalenoedern und tafelige auf der Endfläche perlmutterglänzende Krystalle (H).

Fluorit. Lichtgrüne Oktaëder (H).

Erythrin. Anflüge und kleintraubige Überzüge (H).

Serpentinlagerstätten von Laderding und Ingelsberg bei Hofgastein.

Außer dem von Asbestfasern durchzogenen „Rohstein", welcher das Rohmaterial für die Asbestgewinnung an der Fundstelle Laderding bildet (H), waren noch folgende mineralogisch interessante Stufen ausgestellt.

Magnetit. Oktaëder in dichtem Chloritschiefer, Laderding (H).

Titaneisenerz. Undeutliche Krystalle in Talkschiefer (H), öfter begleitet von Dolomit, oft in eigentümlich zylindrisch gerundeten Stücken, Ingelsberg bei Hofgastein (H. MP. K).

Digitized by Google

Dolomit, Braunspat, derb, körnig, überzogen von Krusten weißen Dolomits, Laderding (H). Rhomboëder eingewachsen in Talkschiefer, Hofgastein (M).

Asbest begleitet von Talk Laderding (H), langfaserig, grünlichweiß, Hofgastein-Abhang des Gamskarkogels (MP).

Asbest. Blaßgrüner Filz mit Eisenglanz und Kalkspat auf Klüften im Grünschiefer (H).

Talk. Als Talkschiefer, Abhang des Gamskarkogels gegen Hofgastein (M).

Andere Mineralvorkommen.

Kalkspat. Schöne gelbliche flächenreiche Krystalle, Zwillinge aus der Klamm bei Lend (H). — Große gelblich gefärbte Skalenoëder mit deutlichem Schichtenbau aus dem oberen Klammtunnel bei Lend (M). — Wasserklare kleine Skalenoëder in Drusen, begleitet von Pyrit von ebendaher (M). — Schöne große tafelförmige Krystalle mit perlmutterglänzender Endfläche mit der Fundortbezeichnung „Rauris" stammen wahrscheinlich von der Türchelwand im Gastein-Rauriser Grenzkamm (MP). Von demselben Fundort auch tafelige Krystalle mit einseitiger rhomboëdrischer Fortwachsung (MP).

Albit mit Asbest (Strahlstein) Hofgastein (H) stammt vermutlich aus Grünschiefer.

Albit. Schöne gelblichweiße Krystalle mit Quarz, Zwillinge und Vierlinge nach dem Bavenoer-Gesetz; vom Übergang von Gastein in die Rauris (MP).

Granat, dicht-rötlichgrau und stark verbogener Diallag „Gastein". näherer Fundort unbekannt (H).

Epidot. Säule in derbem Quarz, Breitenberg bei Gastein (H).

Titanit. Lichtgrüne Krystalle mit Bergkrystall und kleinen Albiten auf Grünschiefer. „Gastein" (H).

Exkursion nach Krems und Dürnstein. 21. Mai 1903.

Die Teilnehmer fuhren mit dem Morgenzug der Franz Josefs-Bahn nach Krems und begaben sich zunächst an den lehrreichen und interessanten Löß-Aufschlüssen im Norden der Stadt vorbei nach den Steinbrüchen bei der Lederfabrik Kremstal. Hier wurden die Aufschlüsse im dünnplattigen Amphibolit besichtigt, der von einem 20—50 *cm* mächtigen Lagergang von Aplit durchbrochen wird. Er folgt demselben ungefähr NS. gerichteten Streichen wie der Amphibolit und fällt um einige Grade steiler nach W. als dieser, so daß er die Platten des Amphibolit unter einem spitzen Winkel durchschneidet. Bereitstehende Wägen führten die Gesellschaft auf der Fahrstraße längs der Donau nach Dürnstein. Bei der Donaubrücke, welche Stein und Mautern verbindet, wurde der erste Halt gemacht und die Aufschlüsse in der Nähe der kleinen Johannes-Kapelle an der Straße besichtigt. Hier steht biotitreicher Schiefergneis an, dem Ostflügel der großen Gneismulde des südlichen Waldviertels angehörend.

Digitized by Google

Manche Lagen sind durch rundliche weiße Feldspatkörner ausgezeichnet (Perlgneis der Geologen der Geologischen Reichsanstalt). Das Gestein, ein typischer Paragneis (Rosenbusch), wird in unregelmäßiger Weise von Pegmatitadern durchzogen. In einer dieser Pegmatitadern wurden etwa 1 *cm* große blaugrüne Berylle gefunden.

Der nächste Halt galt den Steinbrüchen bei Rothenhof, in welchen die Grenze des Paragneises und des zentralen feldspatreichen Orthogneises aufgeschlossen ist. Der Paragneis ist nicht gut aufgeschlossen, aber die überall an dieser Grenze auftretenden körnig-streifigen Dioritschiefer sind gut zu sehen. Sie zeigen einen schlierigen Wechsel von dunkleren hornblendereichen und helleren plagioklasreichen Lagen. Manche Schlieren sind durch große Amphibolkörner porphyrartig und erinnern an das Auftreten der großen Diallag-Augen im sächsischen Flasergabbro. Andere Partien fallen durch ihre plump linsenförmige Gestalt und die Ausbildung als Granat-Amphibolit auf. Über dem Amphibolit liegt eine grüne Schichte, welche ursprünglich aus Olivinfels bestand, der aber hier gänzlich zu undefinierbaren Gemengen von Chlorit und Serpentin zersetzt ist. Darüber folgt in konkordanter Lagerung der feldspatreiche Orthogneis. Die untersten Lagen sind ziemlich reich an Biotit und an Sillimanit, welcher hier Gleitflasern bildet, die durchaus den serizitischen Gleitflasern alpiner Granitgneise analog sind.

In den weiterhin folgenden Aufschlüssen an der Straße bei Loiben konnten die ausgeprägt wollsackartigen Felsformen des zentralen Orthogneises mehrfach beobachtet werden.

In dem malerisch gelegenen Dürnstein angelangt, wurde angesichts der zackigen Gneisfelsen, des prächtigen Stromes Mittagrast gehalten und dann die Steinbrüche flußaufwärts besucht. Hier taucht unter dem nahezu horizontal gebankten zentralen Gneis der Westflügel der Gneismulde auf, aus biotitreichem Schiefergneis und einer mächtigen Lage von Amphibolit bestehend. Über diesem folgt an der Grenze gegen den Orthogneis eine Lage von Olivinfels, die leider gegenwärtig infolge der wiederholten Bergstürze im Steinbruch nur an einer Stelle auf der Ostseite des Bruches aufgeschlossen und zugänglich ist.

Hier wurde eine reiche Ausbeute an schönen Stufen erzielt, welche aus einem eckigen Kern von Serpentin oder Bronzit-Olivinfels bestehen, der von einer inneren Rinde von strahligem Anthophyllit

Digitized by Google

und einer äußeren Hülle von dunklem Glimmer (Anomit nach Beckes Untersuchung) umgeben ist.

In Dürnstein trennte sich die Exkursion. Ein Teil der Gesellschaft benutzte den Postdampfer zur Heimreise, ein anderer Teil wanderte über die Höhen oberhalb Dürnstein nach Krems und reiste mit dem Abendzug von Krems nach Wien.

Exkursion nach Graz. 27.—30. Juni 1903.

Am 27. Juni begaben sich die Teilnehmer mit dem Morgenschnellzug der Südbahn nach Gloggnitz. Hier wurden zunächst die Aufschlüsse im „Forellenstein" besucht, der durch die eingehende petrographische Untersuchung von Graf Keyserling wieder in den Vordergrund des Interesses der Wiener Petrographen gerückt wurde. Besondere Aufmerksamkeit wurde der Orientierung der in den meisten Handstücken sichtbaren Streckung des Gesteins geschenkt. Es wurde konstatiert, daß die Streckung niemals der Fallinie entspricht, sondern fast überall nur wenig von der Horizontalrichtung abweicht. Die Orientierung der Streckung ist: Am Schloßfelsen unter der St. Johannis-Statue N. 45—75°, W. 35—20°; im Graben westlich vom Schloßberg nahe OW. und fast horizontal; im Steinbruch O. von der Station Eichberg N. 68°, W. unter 15°.

Von der Station Eichberg aus wurde dem großen Magnesitsteinbruch auf der NW.-Seite des Gottschakogels ein Besuch gemacht.

Das grobkrystalline Gestein, welches die typische Struktur des Pinolit zeigt, ist an manchen Stellen auffällig gestreckt, von unregelmäßigen Klüften durchzogen, auf denen sich gelblichweißer, reiner Magnesit abgesetzt hat. Manche Adern weißen körnigen Magnesits, die das Gestein durchsetzen, sind von einem Salband blätterigen Talkes eingefaßt. Dichter Steatit wurde in großen Mengen aus dem Wilhelmstollen gefördert. Er soll nach Angabe der Arbeiter aus dem Liegenden des Lagers stammen. Darin kommen einzelne Krystalle und ziemlich große Krystallgruppen von Pyrit vor, die unvollkommene Formen (210) und (111) erkennen lassen. In der Station Klamm wurde die Bahn wieder erreicht und abends $8^1/_2$ Uhr erfolgte die Ankunft in Graz. Ein zwangloser Begrüßungsabend vereinigte die Wiener und Grazer Mineralogen, denen sich viele befreundete Kollegen der Grazer Hochschulen angeschlossen hatten.

Am 28. Juni vormittags erfolgte die Besichtigung der mineralogischen Sammlung des Joanneums. In den Räumen der mineralo-

Digitized by Google

gischen Abteilung wurden die Wiener Mineralogen von dem Vorsitzenden des Kuratoriums Universitätsprofessor C. Doelter mit einer Ansprache begrüßt, auf welche der Präsident der W. M. G. Regierungsrat v. Loehr erwiderte. Außerdem hatten sich zur Begrüßung noch eingefunden: Der Professor der technischen Hochschule F. Reinitzer namens des naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark, ferner die in Graz lebenden Mitglieder der W. M. G.

Unter Führung des Kustos der mineralogischen Abteilung E. Hatle wurde sodann die Sammlung eingehend in Augenschein genommen. Zunächst wurden im Eintrittssaal die neuen Erwerbungen des Museums vorgeführt, unter denen namentlich eine herrliche Kollektion der Modriacher Rutile, eine Schenkung des Herrn v. Fodor, die Aufmerksamkeit auf sich zog. Die Sammlung zerfällt in eine allgemein systematische und in eine spezifisch steirische Abteilung. Der Reichtum der Sammlung namentlich an den reichen Vorkommnissen des Landes, die schöne Aufstellung, welche in wohldurchdachter und einheitlicher Weise durchgeführt ist und welche in verhältnismäßig kurzer Zeit durchgeführt zu haben das unbestrittene Verdienst ihres gegenwärtigen Kustos ist, ernteten ungeteilte Anerkennung und das höchste Lob, welche auch in einer Schlußansprache des Präsidenten v. Loehr ihren Ausdruck fanden.

Am 29. Juni machte ein Teil der Teilnehmer unter Führung von Prof. Sigmund eine Exkursion nach Gleichenberg. Mit dem früh um 6 Uhr abgehenden Personenzuge von Graz abreisend, erreichte man um 8 Uhr die Station Feldbach, von wo ein zweistündiger Fußmarsch die Teilnehmer an den Nordeingang der Klause brachte, jener merkwürdigen Erosionsschlucht, welche den andesitischen Schloßberg von dem trachytischen Gleichenberger Kogel trennt. Die Entstehung dieser Erosionsschlucht ist wohl nur unter der Annahme einer einstmal viel höheren Zuschüttung des Gleichenberger Andesit-Trachytmassivs verständlich.

Eingehend wurden nun die Aufschlüsse in dem andesitischen Gestein der Klause abgeklopft. Mittags war man in Gleichenberg. Der Nachmittag wurde den horizontal geschichteten Palagonittuffen der Konstantinshöhe, dem Rhyolith des Schaufelgrabens, den trachytoiden Andesiten des Bärnreiter Plateau und einer Besteigung des Gleichenberger Kogels gewidmet. Bei dieser letzteren erregte namentlich im unteren Teil des Anstieges die breccienähnliche Beschaffen-

Digitized by Google

heit der herumliegenden Trachytblöcke die Aufmerksamkeit der Exkursionisten.

Am Abend des 29. Juni schloß sich Professor C. Doelter der Exkursion an und übernahm die Führung am folgenden Tage, welcher einem Besuch des Tuffkegels von Kapfenstein galt. Zeitlich früh von Gleichenberg aufbrechend, wanderten die Teilnehmer über die Höhen von Pichla ihrem Ziele zu. Mehrfache Aufschlüsse ließen überall das tertiäre Sediment erkennen, horizontal lagernde gelbliche Sande, teilweise mit ausgezeichneter Diagonalschichtung begabt und sich so als Bildungen seichter Meeresbuchten dokumentierend.

Die Aufschlüsse in den Steinbrüchen östlich von der hochgelegenen Kirche von Kapfenstein sind überaus lehrreich und interessant. Am Südostabhang des Tuffkegels liegend, sind sie deutlich geschichtet und fallen unter einem Winkel von etwa 20—25° gegen Osten ein.

Der Wechsel feinerer und gröberer Lagen, die wechselnde Mächtigkeit der Schichten und deren gelegentliches Auskeilen lassen den auffallendsten Unterschied gegenüber den streng horizontal abgelagerten Schichten des Palagonittuffes östlich von Gleichenberg hervortreten. Kein Zweifel, daß man es mit dem Überrest des äußern Mantels eines Tuffvulkans zu tun hat. Interessant sind kleine Verwerfungen, in denen immer der westliche Flügel an einer steil gegen West — gegen das Kraterinnere — abfallenden Kluftfläche um einige Zentimeter abgesunken ist. Manche Lagen strotzen von großen Olivinbomben und von wohl abgerollten Rollsteinen, die wohl sicher aus der tertiären Unterlage des Vulkans stammen. Nicht selten finden sich auch schlackige Auswürflinge, welche bisweilen charakteristische, an Brotkrustenbomben erinnernde Oberflächenformen aufweisen.

Die Aufschlüsse bei der Kirche selbst zeigen eine ungeschichtete Tuffmasse, in welcher außer selteneren Schlacken und Olivinbomben in großer Zahl vorhandene Einschlüsse von tertiären Mergelbrocken auffallen. Mit dem Besuch dieser lehrreichen Stätte vulkanischer Tätigkeit endete diese viertägige, vom herrlichsten Sommerwetter begünstigte Exkursion; eine einstündige Wagenfahrt brachte die Teilnehmer nach kurzer Mittagsrast nach Fehring; hier wurde die Bahn bestiegen, die die Teilnehmer noch rechtzeitig nach Graz brachte, um den Nachmittags-Schnellzug nach Wien erreichen zu können.

Digitized by Google

XXIV. Notizen.

I. Zwei krystallisierte Hüttenprodukte von Beraun.

In letzter Zeit erhielt die mineralogische Abteilung des k. k. Naturhistorischen Hofmuseums in Wien von Herrn Kommerzialrat Weinberger Stücke eines Hüttenproduktes der Hütte Königshof bei Beraun (Böhmen), auf welchen sich verschiedene krystallisierte Gebilde befanden; Dendriten mit rechtwinkelig sich kreuzenden Armen, breite, glänzende, z. T. bunt angelaufene Säulen und sehr dünne Nadeln. Herr Professor Dr. Berwerth, der Leiter der Abteilung, hatte die Güte, die Stücke dem Verfasser behufs Messung zur Verfügung zu stellen. Verfasser ergreift daher die Gelegenheit, seinen Dank sowohl für die Erlaubnis, diese Stücke untersuchen zu dürfen, als auch für die gütige Überlassung des Materiales für die übrigen hier mitgeteilten Beobachtungen in gebührender Weise auszusprechen. Ebenso dankt derselbe auf wärmste Herrn Kommerzialrat Weinberger, der ihm noch weiteres Material jenes Hüttenproduktes übergab und ihm auch einen Brief des Herrn Ingenieur Gacek, Direktors der erwähnten Werke, zur Verfügung stellte. Herr Direktor Gacek schreibt über die Provenienz der Stücke folgendes: „... Die Krystalle stammen vom Ofen II her, welche wir ebenfalls in einem Konglomerate von Schlacke, Eisen zirka 0·20 *m* oberhalb des normalen Stiches, speziell im Gestellmauerwerk zwischen den Formen gefunden haben. In der Mitte des Ofens sind ebenfalls Kryställchen vorgefunden worden, jedoch nicht so charaktistisch ausgebildet."

Die breiten Säulen erwiesen sich als sogenanntes Ferromangan, das von Rammelsberg[1]) und Mallard[2]), später von Rathke und Brauns[3]) gemessen worden war. Die dünnen Nadeln, wie das Ferromangan stark magnetisch, stimmten hingegen mit dem ebenfalls von Mallard gemessenen Phosphoreisen überein und sind vermutlich mit Rhabdit identisch.

Die Krystalle von Ferromangan, die leider wie fast alle früheren keine deutlichen Kopfflächen aufwiesen, gaben in der Prismenzone ausgezeichnete Reflexe, so daß eine Publikation der Messung von Interesse sein dürfte. Das Mittel aus den Messungen an 8 Krystallen ergab für den Winkel (010):(110) = 56° 09·1′, der Prismenwinkel ist also 67° 21·8′. Rammelsberg gibt letzteren gleich 67° 36′,

[1]) Monatsber. d. kgl. Akad. d. Wiss., Berlin 1863, 21. April, pag. 190.

[2]) Bull. d. l. Soc. min., 1879, 2, 47.

[3]) Ann. d. Ch., 1890, 260, 326; ref. Ztschr. f. Kryst., 21, 389.

Digitized by Google

Mallard 67° 27′ an; Rathke hat bei einem 45% Mn-haltigen Produkt einen Prismenwinkel von 43° 50′ gemessen, 110:010 ist dann 68° 05′. Daraus schließt Rathke, daß Mallard irrtümlicherweise diesen Winkel für den Prismenwinkel gehalten habe; das Tangentenverhältnis dieses Winkels zu dem von 56° 09·1′ führt aber mit ungewöhnlicher Genauigkeit auf den Wert 5:3. Fassen wir die bisher beobachteten Prismen als (110) auf, so ergibt sich das Achsenverhältnis a:b = 0·6707:1, und Rathkes Prisma erhält das Zeichen (530). Die Analyse dieser Krystalle von Beraun wurde von Herrn Ing. R. Doht in liebenswürdiger Weise ausgeführt, sie ergab: C 5·31%, Fe 93·54%, Mn 0. Der Rest von 1·15% verteilt sich auf Si, P und S, deren Bestimmung das vorhandene Material nicht erlaubte. Herrn Doht sei hiemit für seine Freundlichkeit herzlich gedankt. Ob die Krystalle monoklin oder rhombisch sind, konnte mangels deutlicher Endflächen nicht entschieden werden. Manchesmal endeten die Krystalle mit einer nahezu ⊥ auf der Prismenzone stehenden Fläche, die wohl nicht den Eindruck einer Bruchfläche machte, aber auch keinen nur halbwegs deutlichen Reflex lieferte. Auch Ätzversuche, mit verdünnter Schwefelsäure und mit verdünnter Salpetersäure angestellt, ergaben kein Resultat.

In einer erst vor kurzem erschienenen Abhandlung[1]) hat L. J. Spencer nachgewiesen, daß die Substanz $(Fe\,Mn)_3\,(C\,Si)$ dimorph sei u. zw. rhombisch und triklin krystallisiere. Die triklinen Krystalle stimmen mit den pseudohexagonalen Mallards und Rathkes überein, die rhombischen mit den Messungen Rammelsbergs, Mallards und den obigen. Die hier angeführten Messungen an fast reinem $Fe_3\,C$ scheinen genauer zu sein, als Spencers Material es gestattete. Spencer erklärt die Verschiedenheit in der Auffassung des Winkels von zirka 68° durch eine Verzwilligung, auffallend erscheint dem Verfasser aber doch die fast absolut genaue Übereinstimmung von Rathkes (scil. Brauns) Winkel (110):(1$\bar{1}$0) 43° 50′ mit dem für (530) berechneten. Da seitens Herrn Prof. v. Groths der Name Cementit für die trikline Modifikation angewandt wurde, so möchte Verfasser vorschlagen, die rhombische Modifikation, da sowohl der Name Ferromangan als Eisenkarbid zu irrigen Vorstellungen führt, „Spencerit" zu nennen. Auch die Anwendung der Bezeichnung „Spiegeleisen", die dem historischen Prinzipe gemäß die richtigste wäre, würde Verwechslungen verursachen, die von Gurlt (Übersicht der pyrogeneten Mineralien, pag. 38) angewandte Bezeichnung: Viertel- (sowie Drittel-) Kohleneisen ist dem jetzigen Gebrauch der chemischen Benennungen fremd. Es sei übrigens bemerkt, daß an einen im Besitze des Verfassers befindlichen Stücke von über 40% Mn-haltigem Ferromangan kleine Krystalle saßen, deren Winkel innerhalb der Fehlergrenzen mit oben beschriebenen übereinstimmen. Behrends und Osmonds[2]) Angaben lassen sich nicht direkt mit obigen vergleichen.

Die zweite Substanz, das Phosphoreisen war von Mallard[3]) tetragonal gefunden worden; er hatte erhalten: 110:101 = 71° 56′, 101:011 = 36° 18′. Auch

---

[1]) Min. Mag., 1903, 13, 296. Die Arbeit von Stead (Journ. of Iron and Steel Inst., 1901, 1, 79—88) war dem Verfasser nicht zugänglich.

[2]) Ztschr. f. Kryst., 1897, 27, 536.

[3]) Bull. d. l. Soc. min., 1881, 4, 230.

Digitized by Google

G. Rose und Cohens[1]) Beobachtungen am Rhabdit führten auf das tetragonale System; Sidot[2]) hatte ferner künstliches Phosphoreisen in quadratischen Prismen erhalten. Die Messungen an den neuen Krystallen bestätigten im allgemeinen das Resultat Mallards; nur waren an dem Ende der dünnen Nadeln nicht vier, sondern stets nur zwei Flächen entwickelt. Die Substanz scheint daher wahrscheinlich der skalenoëdrischen Klasse anzugehören. Die Messungen der Prismenzone ergaben an 7 Krystallen innerhalb der Fehlergrenzen Winkel von 90° und 45°. Nimmt man die breiteren Flächen, die übrigens stets an 90° sehr nahe liegende Werte gaben, als (100) an, so ergeben sich für die Kopfflächen (an 4 Krystallen beobachtet) die Positionswinkel: $\varphi = 45°$ $\varrho = 26°\ 05'$, also $111 : \bar{1}11 = 52°\ 10'$. Daraus berechnet sich $a : c = 1 : 0{\cdot}34\dot{1}2$. Die Aufstellung ist dann gegen die Mallards um 45° gedreht. Die schmalen Prismenflächen geben größere Differenzen gegen 90° scil. 45°, dieselben sind jedoch nicht konstant, die besten Reflexe führen auch auf 90° am nächsten liegende Werte. Wollte man daher die Substanz als rhombisch betrachten, so müßten demnach die Pyramidenflächen doch das Zeichen (111) beibehalten und die Substanz würde auch dann der bisphenoidischen Klasse angehören. Ätzversuche, die diese Frage entscheiden könnten, mißlangen auch hier.

II. Eine merkwürdige Hornblende aus dem Gabbro-Diorit von Jablanica.

Gelegentlich einer wissenschaftlichen Exkursion des „Naturwissenschaftlichen Vereines an der Universität Wien", welche von einem hohen k. k. Ministerium für Kultus und Unterricht und von einem hohen k. u. k. gemeinschaftlichen Reichsfinanzministerium, sowie von der hohen bosnisch-herzegowinischen Landesregierung in munifizentester Weise unterstützt worden war, besuchte der Verfasser das von C. v. John[3]) beschriebene Gabbromassiv im Narentadefilé oberhalb Jablanica. An einer zirka 10′ oberhalb des Einräumerhauses gelegenen Stelle an der Straße fand sich eine der von v. John erwähnten sehr hornblendereichen Partien. Das Gestein war nicht ganz frisch. Die Hornblendeindividuen zeigten teils an ihren Enden, teils in der Nähe von scheinbaren Einschlüssen (Einbuchtungen), teils auch in der Mitte einen abweichenden Pleochroismus. Während der Hauptteil der Hornblende die gewöhnlichen braunen bis gelben Farben zeigte, war bei diesen Stellen $\mathfrak{a}$ etwas dunkler gelbbrann, $\mathfrak{c}$ dunkelblaugrün, $\mathfrak{b} = \mathfrak{c}$ oder mit bräunlichem Stich. Die braune Hornblende besaß einen ziemlich großen Achsenwinkel — Dispersion nicht deutlich —, die grüne jedoch einen sehr kleinen, 2 V zirka 40° bis fast 0°. Dispersion $\varrho > v$. Dabei veränderte die spitze Bissektrix $\mathfrak{a}$ bei den demselben Individuum zugehörigen Teilen ihre Lage nicht nachweisbar. Auch in Schliffen ungefähr // (010) war weder ein Unterschied in der Auslöschungsschiefe, $\mathfrak{c} : \mathfrak{c} = 18°$, noch in der Doppelbrechung wahrzunehmen. In Schnitten, in denen eine Achse sichtbar war, war natürlich die Differenz in der Doppelbrechung sehr stark, die grünen Partien blieben dann meist vollkommen dunkel. Die Grenze zwischen brauner und grüner Hornblende zeigte teils scharfe, krystallographisch bestimmte Konturen, namentlich an den Krystall-

[1]) Meteoreisenstudien III., Ann d. k. k. naturhist. Hofmus., 1894, 9, 96; s. d. auch das Zitat aus Rose.

[2]) C. R. 1872, 74, 1425.

[3]) Jahrb. d. geol. Reichsanst., 1888, 38, 343.

Digitized by Google

enden, teils war sie unscharf; in der Umgebung solcher Partien war dann die braune Hornblende teils ausgeblaßt, teils hatte sie einen grünlichen Stich bekommen. Eine merkliche Abnahme des Achsenwinkels zeigten aber solche anscheinende Übergänge nicht. An manchen Stellen waren mit der Hornblende Biotitlamellen so verwachsen, daß die Maxima der Absorption annähernd zusammenfielen und die Spaltrisse // gingen. Eine Hornblende mit ähnlichem Pleochroismus beschrieb Becke aus einem Grünschiefer vom Lämmerbüchl bei Lanersbach im Duxertal[1]), eine andere hatte der Verfasser im Nephelinsyenitporphyr des Val dei Coccoletti[2]) (S. O. Schrunde d. Mulatt) gefunden. Diese beiden Hornblenden zeigten aber eine $\perp$ auf (010) stehende Achsenebene. Dispersion $\varrho < v$. Es sei an dieser Stelle bemerkt, daß weder bei der dunklen Hornblende von Predazzo, noch bei jener von Jablanica der Austritt einer scheinbaren Achse bei nur einem Nicol, wie es Dr. Graf Keyserling beim Riebeckit des Gloggnitzer Forellensteins angibt[3]), zu sehen war. Der gleiche Pleochroismus in Verbindung mit dem starken Abnehmen des Achsenwinkels bei der Hornblende von Jablanica läßt vermuten, daß hier ein Übergang zu den Hornblenden, deren Achsenebene $\perp$ auf (010) steht, vorliegt. Ist dies der Fall, dann scheint das Auftreten dieser Hornblenden in drei chemisch, genetisch und mineralogisch ganz verschiedenen Gesteinen auf sekundäre Entstehung hinzudeuten, gegen eine einfache Verwitterung spricht aber die oft scharfe, krystallographische Grenze der beiden Varietäten, während die fetzenartigen Partien inmitten der normalen Hornblende auch auf sekundäre Entstehung weisen. Auffallend ist das in zwei Fällen beobachtete Auftreten in Verbindung mit Biotit. Die Art des Vorkommens der Hornblende im Gabbro von Jablanica schloß leider eine chemische Untersuchung dieser grünen Hornblende aus.[4])

An dieser Stelle möge auch noch die Erwähnung eines Vorkommens von blättrig strahligem Hämatit in einem an neugebildetem, im Schliffe gelbdurchsichtigem Granat sehr reichen, kalkigen Sandsteines am Kamme des am rechten Narenta-Ufer gegen die Ramamündung sich aufwärts ziehenden Rückens (von den Einwohnern Bruse genannt) Platz finden. Die Stelle zeigte Spuren, daß schon Nachgrabungen stattgefunden hatten, sie dürfte daher wahrscheinlich schon bekannt sein. Dieses Kontaktphänomen dürfte das von v. John als posttriassisch bestimmte Alter des Eruptivstockes bestätigen. Leider mangelte dem Autor die Zeit, diese Schichten weiter zu verfolgen.

III. Absorptionsspektrum b und c des Alexandrit.

Die Verschiedenheit der Farbe des Alexandrites im Tageslicht und im künstlichen rötlichen Lichte ist eine bekannte Erscheinung. Einen ähnlichen Farbenunterschied zeigt auch eine verdünnte Lösung von Chromalaun, der etwas von einer durch Kochen grün gefärbten Chromalaunlösung zugesetzt wurde. Ebelmen[5]) hat bei seiner Darstellung des Chrysoberyll durch einen kleinen Cr_2O_3-Zusatz das Farbenspiel

---

[1]) Miner.-petr. Mitt., 1902, 21, 247.

[2]) Ebenda 1901, 20, 43.

[3]) Ebenda 1903, 22, 122.

[4]) Die von Patton (Tschermaks miner.-petr. Mitt., 1888, 9, 97) beschriebene Verwachsung von Serpentin mit Tremolit dürfte etwas von obigem Verschiedenes sein.

[5]) Ann. d. chim. et phys., 3. série, 1851, 33, 43.

Digitized by Google

des Alexandrit bewirkt. Verfasser versuchte nun, diese Analogie spektroskopisch zu verfolgen. Die mineralogische Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums stellte hiezu in liebenswürdigster Weise dem Verfasser einen Krystall von der Takowaya, an welchem durch die Firma Voigt & Hochgesang zwei Flächen // (100) (Aufst n. Dana) angeschliffen wurden, zur Verfügung. Das Präparat hatte so eine Dicke von 4 *mm*. Bei Tageslicht war der Pleochroismus c blaugrün, b gelb, bei elektrischem Glühlicht war b gelbrot. Das Spektrum zeigte für // c schwingende Strahlen dieselben Absorptionsstreifen im violetten und gelben Teile, wie eine verdünnte Lösung von Chromoxydkali, d. h. violett ist bis zu $\lambda = 0{\cdot}46\ \mu$ ausgelöscht, im Gelb tritt ein dunkles Band zwischen $\lambda = 0{\cdot}57$—$0{\cdot}62\ \mu$ auf. Außerdem traten aber auch noch zwei den Fraunhoferschen sehr ähnliche, scharfe Linien bei $\lambda = 0{\cdot}64$ also knapp vor C) und bei 0·67, also vor B auf, welche sowohl bei Chromoxydkali und bei gekochter Chromalaunlösung, als auch bei den // b schwingenden Strahlen fehlten. Die Bande im Gelb zeigte bei intensiver Sonnenbeleuchtung eine Auflösung in drei Streifen. Die // b schwingenden Strahlen zeigten im Violett dieselbe Absorption, die im Gelb war aber bedeutend schwächer, so daß genügend gelbes Licht hindurch tritt, um den Krystall gelb erscheinen zu lassen. Im unpolarisierten Licht sind dann die Verhältnisse ähnlich wie bei der erwähnten Lösung von Chromalaun, bei welcher die gelbroten Strahlen ebenfalls mehr zur Geltung kommen als bei Chromoxydkali. Der untersuchte Krystall zeigte die von Bauer in seiner Edelsteinkunde pag. 345 erwähnte Erscheinung, gegen die Sonne durch die Fläche a gesehen blutrot zu erscheinen, nicht, wohl aber bei schief einfallendem Licht, infolge der Färbung der // a schwingenden Strahlen und wahrscheinlich auch wegen der Dispersion, da solche Strahlen nicht ein paralleles Flächenpaar passieren. Sehr schön zeigen hingegen diese Erscheinung jene Lösungen von Chromsalzen, die so tief grün gefärbt sind, daß sie im diffusen Licht undurchsichtig erscheinen.

IV. Titanit von Moos im Passeier.

Die mineralogische Abteilung des k. k. naturhistorischen Hofmuseums erhielt vom Mineralienhändler Herrn Plant in Meran einige Stufen von großen Albitkrystallen von Moos im Passeier, auf welchen sich auch Axinit befinden sollte. Tatsächlich waren auch auf beiden Stufen kleine braune, stark glänzende Kryställchen von asymmetrischem Habitus aufgewachsen. Diese hielt Verfasser (und wahrscheinlich auch Herr Plant) für den Axinit. Herr Prof. Berwerth gestattete, einige dieser Kryställchen abzubrechen und zu messen. Die Messung, durch Polarstellen einer Fläche (n) am zweikreisigen Goniometer vorgenommen, ergab jedoch die Identität mit Titanit. An dem besseren der Krystalle wurde gemessen:

	gemessen:	gerechnet (nach Dana):
n : m = 111 : 110	= 27° 19′—26° 16 [1])	27 14
n : w = 111 : 22$\bar{1}$	= 49° 24′	48 53
n : c = 111 : 001	= 38° 09′	38 16
n : n = 111 : 1$\bar{1}$1	= 43° 55′	43 49
n : x = 111 : 102	= 24° 28′	24 28

[1]) Nebenreflex.

Digitized by Google

Die Flächen (111), (102), (110) waren ziemlich gleich groß entwickelt, $1\bar{1}1$ war gegenüber 111 kleiner ausgebildet, wodurch der axinitartige Charakter hervorgerufen wurde. x war auf einer Seite als Tafelfläche ausgebildet, so daß man das Achsenbild sehr gut beobachten konnte. Die Beobachtung im konvergenten Lichte ergab, daß die Krystalle Zwillinge seien, doch gestatteten dieselben keine nähere krystallographische Untersuchung. Ferner ergab sich, daß die Dispersion von β—a so groß war, daß die Krystalle als Leukocyklite anzusehen sind. Die im Mittelpunkt des Interferenzbildes auftretende Lemniskate als auch die ihr benachbarten Scharen zeigten nämlich fast keine Farbe, nur schwache violette und saftgrüne Säume. Auch im parallelen Lichte traten an den Krystallen Streifensysteme mit der für Leukocyklite charakteristischen Farbenfolge blauviolett-gelbgrün auf, was einem Kulminationspunkt der Interferenzstreifen im grünen Teile des Spektrums entspricht.[1]) Die von Dana nach Busz angeführten Zahlen für β—a lassen die Möglichkeit einer solchen Erscheinung zu.

V. Ein Chabasitvorkommen von Predazzo.

Zum Zwecke einer Kontrolle ließ sich der Verfasser durch Herrn Valentino Morandini in Predazzo von der durch Romberg[2]) beschriebenen Kontaktstelle zwischen Monzonit und Porphyrit an der Straße nach Mezzavalle einige Stücke senden. Auf einem derselben saßen auf stark zersetztem Porphyrit zahlreiche, zirka 1 *mm* große farblose Rhomboëder von Chabasit. Wegen starker Täfelung der Flächen waren dieselben zu einer Messung leider nicht geeignet, sie scheinen jedoch meist Zwillinge nach dem gewöhnlichen Gesetze zu sein. Da das Vorkommen von Chabasit in Predazzo nicht allgemein bekannt sein dürfte — wenigstens ist es in Zepharovitsch-Beckes Lexikon nicht angeführt —, so sei es an dieser Stelle erwähnt. Gleichzeitig möchte der Verfasser eine von ihm gemachte Beobachtung über das Auftreten von Perowskit[3]) in einem der dunklen Ganggesteine im Granitsteinbruche des Travignolotales korrigieren. Die tesseralen rotbraunen Kryställchen in den Pseudomorphosen nach Olivin waren sicher nur Picotit, welchen auch Romberg[4]) in denselben gefunden hat. Der Irrtum dürfte durch eine zufällige sehr starke Beleuchtung verursacht worden sein. *C. Hlawatsch.*

Turmalin in Erzlagerstätten.

Seitdem Stelzner auf die Turmalinführung der Kupfererzgänge von Chile[5]) hingewiesen hat, wurde derselbe unter gleichen oder ähnlichen Verhältnissen auch von anderen Punkten beschrieben, von welchen ich nur die Kupferkiese des Monte

---

[1]) Miner.-petr. Mitt., 1902, 21, 152.

[2]) Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl., 1902, XXX, XXXII, 22.

[3]) Min.-petr. Mitt., 1899, 17, 566.

[4]) L. c. 53.

[5]) Stelzner W. A., Über die Turmalinführung der Kupfererzgänge von Chile. Zeitschr. für prakt. Geologie, 1897, pag. 41.

Digitized by Google

Mulatto[1]) in Südtirol und die Goldgänge von Coolgardie[2]) in Australien hervorheben will. Zu diesen kommen als neu die goldführenden Quarzlinsen von Schellgaden im Lungau und die Siderite von Altenberg bei Mariazell.

Schellgaden im Lungau.

Schellgaden im Lungau liegt am nördlichen Gehänge des oberen Murtales an der steirisch-salzburgischen Grenze.[3]) Die krystallinen Schiefer daselbst führen eine Reihe von Quarzlinien, welche wahrscheinlich epigenetischen Ursprungs sind. Diese sind die Träger des Erzes, das hauptsächlich aus goldführendem Schwefelkies und Bleiglanz, seltener aus Freigold besteht. Sehr häufig sehen wir teils im Quarz selbst, teils an der Grenze gegen die anliegenden Schiefer, schwarzgrünen Turmalin in stengeliger Ausbildung, der hin und wieder Erz führt, ja sogar Freigold enthalten haben soll. Unter dem Mikroskop ist der Turmalin hellbraun bis schwarzgrün, zeigt negative Doppelbrechung und kräftigen Pleochroismus. Die Säulchen sind bis 1 *mm* stark, langfaserig und lassen namentlich im Querschnitt den hemimorphen Charakter der Krystalle erkennen. In der Mitte haben diese häufig einen grauen Kern, während ihr Rand grünschwarz ist. Quarz mit zahlreichen Gas- und Flüssigkeitseinschlüssen findet sich sowohl primär als auch auf sekundären Spalten, ebenso ist neugebildeter Chlorit häufig.

Coolgardie (Australien).

Aus dem Golddistrikt von Coolgardie in Australien besitzt die k. k. Bergakademie in Leoben ein Handstück, das den dortigen Gängen entnommen ist. Es sind, wie der Spender dieses Stückes in einem Aufsatz über die australischen Goldfelder sagt, „einfache Quarzgänge, welche Turmalin[2]) führen. Die Gänge setzen in einem hornblendereichen metamorphen Gestein auf.[4]) Das Handstück selbst zeigt auf der einen Seite noch eine Art Besteg und besteht zur Hälfte aus Turmalin, zur Hälfte aus blauweißem Quarz. Der Turmalin von schwarzer Farbe ist feinstengelig bis faserig, die Fasern sind der Gangbildung parallel gestellt. Die Stärke der Säulchen beträgt unter dem Mikroskop im Durchschnitt 0·35 *mm*, ihre Farbe ist hellbraun mit einem grauen Kern. Im Turmalin findet sich sowohl als ursprüngliches gleichzeitiges Produkt als auch in sekundären Spalten Kupferkies und Freigold, der Quarz ist an Erzen ärmer.

---

[1]) Hofmann A., Vorläufiger Bericht über turmalinführende Kupferkiese von Monte Mulatto. Sitzungsber. der kön. böhmischen Ges. der Wissenschaften zu Prag, 1903, S. A.

[2]) Gmehling A., Beitrag zur Kenntnis der westaustralischen Goldfelder. Österr. Zeitschr. für Berg- und Hüttenwesen, 1898, pag. 161.

[3]) Beyschlag, Der Goldbergbau Schellgaden in den Lungauer Tauern. Zeitschr. für prakt. Geologie, 1897, pag. 210.

[4]) Zerener M. B., Über afrikanische und australische Goldgewinnung jetzt und in Zukunft, nebst geschichtlichem und geographischem Überblick über die Goldfelder von Coolgardie. Jahrb. d. k. k. Bergakademie Leoben und Pribram, Bd. XLIII, pag. 441.

Digitized by Google

Altenberg in Steiermark.

Am Altenberg[1]), welcher in dem zwischen Mürzzuschlag und Neuberg nordöstlich abgehenden gleichnamigen Tal liegt, findet sich eine Sideritlagerstätte, welche dem großen Eisensteinzuge des Palaeozoikums der nördlichen Alpen angehört. Seit langem weiß man von dieser Lagerstätte, daß sie gegenüber der herrschenden Schichtlage eine abweichende Stellung besitzt, ohne jedoch daraus mit Sicherheit ihre gangförmige Struktur zu deduzieren. Es ist hier nicht der Ort, auf diese Frage genauer einzugehen, um so mehr als in der nächsten Zeit die heute unzugänglichen Baue wieder provisorisch geöffnet werden, nur eines kann heute bereits mit Sicherheit angenommen werden, daß wir es mit einer metamorphen, also für jeden Fall epigenetischen Lagerstätte zu tun haben. Die für uns in Betracht kommenden Siderite sind lichtbraun und grobkrystallinisch. Sie zeigen häufig bis 3 *cm* breite, eckig umgrenzte, dichte Einschlüsse von schwarzer matter Farbe. Unter dem Mikroskope lösen sich diese einheitlich aussehenden Flecken in ein schachbrettartiges Aggregat von Säulchen mit sechsseitigem Querschnitt und brauner bis schwarzer Farbe auf, die unschwer als Turmalin erkannt werden. Sie haben zahlreiche interponierte Fäserchen, die namentlich bei stärkerer Vergrößerung hervortreten, löschen gerade aus und zeigen einen ungemein kräftigen Pleochroismus, so daß sie parallel zur Schwingungsebene des unteren Nicols farblos bis schwach rötlich, senkrecht dazu bläulichschwarz bis schwarz erscheinen. Die Doppelbrechung ist negativ.

Die einzelnen Krystalle lassen ihren hemimorphen Charakter an den unregelmäßigen Sechsecken der Querschnitte erkennen, die terminalen Enden sind größtenteils abgebrochen, nur hin und wieder schärfen sie sich rhomboëdrisch zu. Ihre Dicke beträgt im Durchschnitt 0·05 *mm*, einzelne konnten jedoch mit 0·08 gemessen werden, die Länge schwankt zwischen weiten Grenzen, dürfte jedoch 0·35 *mm* nicht übersteigen.

Das Ganze liegt in einer Grundmasse, die sich bei genügender Vergrößerung als ein Aggregat von Quarzkörnern erkennen läßt. Überdies sehen wir einzelne farblose Glimmerschüppchen. *Dr. Karl Redlich.*

---

[1]) Herr Oberbergrat Canaval sandte mir in liebenswürdiger Weise seine Notizen, welche sich mit meinen Beobachtungen decken.

Berichtigung.

Pag. 306, Z. 17 statt 1355° richtig 1255°; pag. 317, Z. 20 statt „schwerer“ richtig „leichter“.

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

Digitized by Google

XXV. Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite,

mit besonderer Berücksichtigung

der Vorkommnisse des mittleren Ötztales.

Von **L. Hezner**, Zürich.

Mit Taf. IV, V und 5 Figuren im Text.

(Schluß.)

II. Eklogit-Amphibolite.

Die beiden im vorigen Kapitel beschriebenen Vorgänge, die Entstehung der kryptodiablastischen Struktur (Ausfaserung und Hornblendisierung des Omphazits) und die Bildung der Hornblendezone um den Granat können ihren Fortgang nehmen, so daß der Pyroxen immer mehr verdrängt und der grüne Ring um den Granat immer breiter wird. Ist das Mengenverhältnis von Omphazit und Hornblende ziemlich gleich geworden, so pflegt man nicht mehr von Eklogit, sondern von Eklogit-Amphibolit zu sprechen. Die Vollendung des Prozesses führt dann zu einem Amphibolit. Die Metamorphose verläuft auch hier nicht einheitlich; unter verschiedenen Bildungsbedingungen entstehen zwei Typen von Eklogit-Amphiboliten.

Typus I. Die Amphibolisierung der Omphazite bleibt an feine Verfaserung geknüpft. Die Hornblendezone um den Granat wird kompakt, geschlossen, im allgemeinen nicht radial. Endglied: ein porphyrartiger Granatamphibolit mit dichter, nephritisch erscheinender Grundmasse. Theoretisches Endglied (nur fleckweise erreicht), porphyrartiger Amphibolit mit nephritischer Grundmasse und Einsprenglingen aus rundlichen Hornblendeaggregaten. (Tafel IV, Fig. 2.)

Digitized by Google

Typus II. Die Ausfaserung der Omphazite vergröbert sich mit der Entfernung vom Pyroxenkern und geht in körnige oder leistige grüne Hornblende über. Der Hornblendekranz um den Granat zeigt strahlige Tendenz. Endglied: Körniger Granat-Amphibolit. Theoretisches Endglied: Körniger Amphibolit. Zwischen beiden Typen existieren Übergangsformen. (Tafel IV, Fig. 3.)

A. Typus I.

I. Vorkommen.

Derselbe ist das charakteristische Gestein der ganzen reichen Varietätenserie, welcher man beim Nordaufstieg zum Burgstein begegnet und könnte darum auch „Typus Burgstein" genannt werden. Auch da, wo sich der Weg vom Burgstein nach dem auf einer herrlichen grünen Terrasse gelegenen Weiler Braud hinüber wendet, ragen im Walde noch einige kleine Felsköpfe dieses Gesteins hervor und sehr schön findet es sich auch unter den Blöcken im Sulztal. An der Schutthalde am Burgstein fehlt es fast ganz und kommt auch oben im Anstehenden nur in ganz kleinen Schlieren vor, die schon eher Übergangsformen darstellen zu Typus II. Dieser Typus begleitet hier überall den Eklogit. Auch bei Sölden fehlt der Typus I in reiner Entwicklung fast ganz. Die beiden Typen, obgleich stets eng mit Eklogit verbunden, sind also im allgemeinen lokal getrennt.

In der Literatur finden Gesteine vom Typus I mehrfache Erwähnung und auch Beschreibung. J. Blaas (52) gibt eine kurze Notiz über Findlinge dieser Art aus der Umgegend von Innsbruck. Das Gestein besteht nach ihm aus einem innigen Gemenge von Hornblende und Saussürit mit eingesprengten, zum Teil in Hornblende und Orthoklas umgewandelten Granaten. Cathrein (15) beschreibt dasselbe Gestein, das ihm, wie dem vorigen Autor, in seinem Endstadium vorliegt, in den beiden Varietäten, welche unter die Rubriken Pseudomorphose von Epidot nach Granat gestellt sind. Beide Gesteine sind Findlinge aus der Brandenberger Ache. Das Anstehende der zweiten Varietät glaubt Pichler (5)[1]) in der Gegend von Matrei gefunden zu haben; über die erste fehlen diesbezügliche Angaben.

Ein weniger fortgeschrittenes Stadium von Typus I scheinen Pattons (9) Kelyphiteklogite aus der Gegend von Marienbad zu sein.

[1]) Anhang zur Cathreinschen Untersuchung.

Digitized by Google

Sie treten dort, wie im Ötztale, als Einlagerungen in Amphiboliten auf und bestehen aus einer dichten grünlichen Grundmasse, die sich mikroskopisch als sehr feine granophyrartige Verwachsung von Hornblende und Omphazit erweist, unterbrochen durch Züge von Zoisit und von Plagioklas. Die einsprenglingsartigen Granaten sind von Mänteln grüner Hornblende umgeben.

2. Makroskopischer Habitus.

Der Typus I ist makroskopisch unter den krystallinen Schiefern gewiß eines der auffallendsten und interessantesten Gesteine. Es erscheint fast stets massig, da niemals leichtere Ablösung parallel einer Ebene eintritt und die gleiche Richtung der feinen Schlieren kaum ins Auge fällt. In einem schönen Rollstück aus dem Fischbach im Sulztal erscheinen Bronzitzüge mit einer hellen Umgebung als ganz feine weiße, etwas gebogene gleichlaufende Linien in dem sonst durchaus massig wirkenden Gestein. Manchmal sind die Granaten auffällig reihenweise angeordnet. Auch kommt es vor, daß sie ohne solche Anordnung nach einer Richtung auseinandergezogen sind. In einem Handstück vom Sulztal, mit fast ganz hornblendisiertem Granat findet der Übergang von vollkommen runden zu ganz gestreckten Formen innerhalb eines Raumes von 1 *cm* statt.

Die Grundmasse dieser Gesteine ist stets dicht, von heller grünlichgrauer oder grünlichbraungrauer Farbe. Sie erinnert sehr an Nephrit, was übrigens wegen ihres Bestehens aus einem sehr feinen Hornblendefilz leicht erklärlich ist. Die Granaten, welche selten größer als ein Hirsekorn sind, liegen als „Einsprenglinge" im nephritischen Grundgewebe. Ihre grüne Umhüllung ist stets makroskopisch sichtbar. Sehr oft erscheinen nur mehr grüne, rundliche oder sechsseitige Amphibolflecken an Stelle des Granats mit spärlichen roten Restchen in der Mitte. Die Zoisit- und Plagioklasaggregate zeigen sich als kleine zuckerkörnige weiße Flecken in der Grundmasse. In vielen Stücken fehlen sie ganz.

3. Mikroskopischer Habitus.

An Ötztaler Vorkommnissen läßt sich die ganze Entwicklungsreihe des Typus Burgstein vom reinen Eklogit bis zum reinen Amphibolit mit nephritartiger Grundmasse leicht aufstellen. Man kann das Breiterwerden der grauen Umwandlung Schritt für Schritt

Digitized by Google

verfolgen, bis schließlich nur mehr vereinzelte kleine Splitter von Omphazit in dem grauen Filze liegen. Zuletzt verschwinden auch diese. Das mikroskopische Bild des vollendeten Typus Burgstein macht beim ersten Blick einen durchaus verworrenen Eindruck. Das Gesichtsfeld ist von einem grauen, wolkigen Filz erfüllt, der zuweilen von einem Aggregat größerer, meist farbloser Körner oder von Schlieren und Zügen fetziger oder minimaler säuliger Gemengteile unterbrochen wird ohne lebhafte Farbe auch im polarisierten Licht. Nur das kräftige Relief des Granats und das leuchtende Braun des Rutils heben sich lebendiger aus dem matten, wenig individualisierten Untergrund ab. Die kryptodiablastischen Gebilde machen den größten Teil der Pseudogrundmasse aus. Im polarisierten Lichte erscheint sie fleckig, dadurch, daß größere oder kleinere Faserkomplexe zugleich auslöschen. Diese zugleich auslöschenden Flecken haben längliche Gestalt und bedeuten ein früheres Omphazitkorn, dessen Rest auch noch hier und da in der Mitte der Wolke liegt. Ihre Grenze gegen einander ist nicht scharf, doch ist die Faserung an der früheren präsumptiven Korngrenze etwas lockerer und gröber. Auch wechselt in den verschiedenen Vorkommnissen die Feinheit des Gefasers etwas. Wo dasselbe bei den stärksten Vergrößerungen optisch faßbar wird, erweist es sich stets als Hornblende.

a) Hornblende.

Sehr feine Stellen unterscheiden sich nach Farbe, Polisarisationsfarbe und Doppelbrechung so wenig vom Omphazit, daß sie wahrscheinlich noch zu ihm gerechnet werden müssen. Die Hornblende läßt sich am leichtesten an jenen Stellen konstatieren, wo sich größere Körnchen dieses Minerals um den Granat anhäufen. Von ihnen aus finden allmähliche Größenabstufungen bis zum feinsten Gewirr statt. Um den Granat ist die Hornblende stets grün, wenn auch die Intensität der Farbe schwankt. Inmitten der kryptodiablastischen Aggregate liegen zuweilen Häufchen größerer rundlicher Hornblendekörner, deren Farbentiefe in den verschiedenen Schliffen alle Nuancen von hellem Grün bis zu vollkommener Farblosigkeit annehmen. Ebenso, wie diese größeren Körner, ist das Gefaser in den betreffenden Schliffen gefärbt, soweit die Farbe überhaupt unterscheidbar ist. Auch in Präparaten, in welchen im allgemeinen die farblose Hornblende vorherrscht, erscheinen vereinzelt grüne Körner

Digitized by Google

entfernt vom Granat. Die chromatische Polarisation des faserigen Amphibols ist schwächer als die der Körner, seine Doppelbrechung also geringer. Je gröber die Faserung ist, je deutlicher sie sich als grüne Hornblende darstellt, desto verwischter wird ihr fleckiger Habitus, desto unsicherer die Spuren der Korngrenzen der früheren Pyroxene. An die Stelle des wolkigen Filzes tritt ein feines gleichmäßiges grünes Gewebe, das zwischen seinen Leistchen hier und da eine graue, schwach licht- und doppelbrechende Zwischenmasse durchblicken läßt, die wir später als Plagioklas erkennen werden. Die größeren Hornblendekörner liegen nicht scharf begrenzt in der Grundmasse, die Faserung scheint oft in sie einzudringen, weshalb Cathrein (15) glaubt, daß die faserige Hornblende aus der körnigen sich gebildet habe. Er kannte die Übergänge vom Eklogit zum Typus I nicht. Die Körner sind nur ein anderer Modus der Umkrystallisation der Pyroxene. Ihr Hervorgehen aus dem Omphazit läßt sich bei Typus II direkt beobachten. Die grüne und die farblose Hornblende sind nicht abgegrenzte Arten; es existieren alle Übergänge zwischen ihnen, nicht nur nach der Farbe, sondern auch nach der Doppelbrechung. Zonarer Bau ist nicht selten, wobei gewöhnlich der Rand dunkler ist als die Mitte. Zuweilen läßt sich auch ein allmähliches Grünerwerden eines Individuums gegen die Granatgrenze hin beobachten, woran man dann bequem den Unterschied im optischen Verhalten studieren kann. Es wurde ein Korn gefunden, dessen Schnittlage annähernd in (010) fällt. Die Auslöschungsschiefe am farblosen Ende betrug 16°, am gefärbtesten 19°; dadurch kam eine Art undulöser Auslöschung zustande, die rein chemisch bedingt ist. Die Doppelbrechung der grünsten Partie betrug 0·022, die der farblosen 0·027, Daten, welche ungefähr der Doppelbrechung der gewöhnlichen Hornblende und des Strahlsteins entsprechen. Die Auslöschungsschiefe der am intensivsten gefärbten Hornblende auf (010) wurde zu 22° gefunden; eine hellgrüne Stufe ergab 19° und die ganz farblose Hornblende löschte mit 18° aus.

Anmerkung: Von S. Franchi (26) ist eine Arbeit erschienen. Über die Feldspat-Uralitisierung der Natron-Tonerdepyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella, aus der ich zu meiner Freude ersah, daß das Phänomen der Herausbildung von diablastischem Plagioklas und Hornblende auch an andern Gesteinen beobachtet und ebenso gedeutet wurde. Die von Franchi untersuchten Gesteine sind eklogitische Glimmerschiefer und Eklogite (je nachdem der Quarz als Akzessorium oder als Hauptgemengteil auftritt) aus der Gegend von

Digitized by Google

Biella. Der sich umwandelnde Pyroxen ist von jadeitoidem Chemismus, tonerde- und natronreich, aber wie im Ötztale, von variierender Zusammensetzung. Die sehr alkalireichen Formen liefern hauptsächlich Plagioklas (Albit-Oligoklas), in welchen Hornblendeleistchen eingebettet sind. Zuweilen umkränzen solche große Plagioklase frühere Pyroxene.

Da, wo das Gestein alkaliärmere Pyroxene enthält, entwickelt sich mehr Hornblende und zugleich nähert sich die Struktur der von uns beschriebenen diablastischen.

Franchi nennt die Erscheinung Feldspat-Uralitisierung und glaubt, daß die größere SiO_2-Menge, welche der saure Plagioklas gegen den Pyroxen enthält, von umgebenden quarzreichen Gesteinen durch zirkulierende Wasseradern zugeführt worden sei. Vielleicht aber ist die Bildung des basischeren Amphibols neben dem Feldspat genügend, um den größern SiO_2-Verbrauch des letzteren zu kompensieren, so daß doch alle Kieselsäure aus dem Pyroxen kommen kann.

b) Pyroxene.

Neben den Omphazitresten findet sich in den weniger fortgeschrittenen Formen in einigen Vorkommnissen vom Sulztal und auch von Sölden rhombischer Pyroxen. Auch da, wo die Zerfaserung und Hornblendisierung des monoklinen Pyroxens schon ganz vollendet ist, treten noch relativ gut erhaltene Körner des rhombischen auf. Das Mineral ist farblos und annähernd prismatisch entwickelt. Oft fehlt jede Spur einer Spaltbarkeit; zuweilen ist aber auch prismatische Spaltbarkeit vorhanden. Die Doppelbrechung wurde $\gamma-\alpha = 0{\cdot}013$ bestimmt. Die Dispersion ist $\upsilon > \rho$, die optischen Merkmale sprechen also für Enstatit oder Bronzit. Die Körner des rhombischen Pyroxens liegen niemals rein in der kryptodiablastischen Grundmasse. Sie sind von einem schwarzen Rand umgeben, der nicht kompakt ist, sondern an das Vorkommen des Titanits in Insekteneierform bei feinster Ausbildung erinnert. Beim Abblenden erscheint aber nicht ein weißlicher, sondern ein grünlicher Schimmer. Manchmal ragt eines der dunklen Fäserchen, aus welchen sich die ganze schwarze Umwandlung zusammensetzt, in die hellere Umgebung hinein, denn jedes Korn ist noch von einem weißen Hofe umgeben. Diese kleinen Fasern unterscheiden sich bei den stärksten Vergrößerungen durch nichts von der faserigen Hornblende, als durch noch größere Feinheit. In manchen Vorkommnissen fehlt der Kern aus rhombischem Pyroxen ganz, an seine Stelle ist ein länglicher schwarzer Fleck getreten von der Natur der oben beschriebenen Umwandlung. Diese schwarzen Flecken sind, wie die rhombischen Pyroxene, selten vereinzelt; meist sind sie in Zügen geschart. Der

Digitized by Google

ganze Schwarm liegt dann in einem farblosen Hofe, der sich seiner Form anpaßt. Im polarisierten Licht sieht man, daß der Hof aus einem schwach doppelbrechenden Mineral in fetzigen kleinen Körnchen besteht, die vollkommen den Plagioklaszügen gleichen, welche stellenweise das kryptodiablastische Grundgewebe durchziehen. Es handelt sich, wie wir bei der Besprechung dieser Züge sehen werden, um basischen Plagioklas.

Die Gesteine des Typus I sind zum Teil ganz richtungslos, zum Teil deutlich parallel struiert. Die Parallelstruktur gibt sich manchmal durch reihenweise Anordnung des Granats kund, meist aber durch die Zusammenscharung gewisser Gesteinskomponenten in schlierigen gleichlaufenden Zügen, wobei dann die längste Erstreckung der die Schliere bildenden Gemengteile mit der Längsrichtung der Schliere selbst parallel läuft. Dies ist besonders schön bei den rhombischen Pyroxenen und den sie vertretenden Hornblendeovalen zu sehen. Die Schwärme dieser Mineralien mit ihren weißen Höfen bilden in den massigen Stücken rundliche Flecken, in den parallel gefügten lange Züge, welche sich zuweilen um den Granat schmiegen, wobei dann die Enstatite oder Bronzite undulöse Auslöschung zeigen.

In einem Vorkommnis von Sölden fehlt dem rhombischen Pyroxen die schwarze Umrandung. Zunächst um den Kern erscheint eine breitere, helle Zone (Tafel V, Fig. 9), die von einem schwach licht- und doppelbrechenden Mineral in feinschuppiger Entwicklung gebildet wird. Dann folgt noch ein schmales, dunkleres Rändchen, das höhere Lichtbrechung und stärkere chromatische Polarisation zeigt. Das Rändchen ist einer kleinen Pelzverbrämung vergleichbar und unterscheidet sich durch einen mehr krümeligen Habitus und geringere Dunkelheit von dem feinen Hornblendekranz um die rhombischen Pyroxene. Zuweilen ist auch hier der Pyroxenkern fort und nur das Schüppchenfeld mit der Verbrämung ist geblieben. Die farblose äußere Zone fehlt stets. Der Kern ist mit dem äußersten Rändchen zuweilen wie durch eine Brücke verbunden, indem dasselbe einen Zweig nach innen sendet. Es kommt vor, daß es ganz oder fast ganz einheitlich auslöscht, also aus einem einzigen Krystall besteht. Hier und da geht es in ein größeres Korn über, das in die äußere Umgebung hineinragt. Solche Stellen machen die Bestimmung der Natur dieser pelzbesatzartigen Umrandung nicht allzu schwierig. Neben der stärkeren Lichtbrechung sind die hochgelben, leuchtend

Digitized by Google

blauen und dann wieder matten grauen Polarisationsfarben maßgebend, so daß kein Zweifel besteht, daß ein Gemisch von Zoisit und Epidot vorliegt. Schwieriger ist die Bestimmung der Zwischenzone. Ihre Farblosigkeit, ihre schwache Licht- und Doppelbrechung könnten einen Feldspat vermuten lassen, da aber die Zwischenzone den rhombischen Pyroxen manchmal ganz verdrängt, kann an eine chemisch ganz heterogene Substanz kaum gedacht werden. Nun sieht man an manchen Stellen feine Schüppchen eines hellbraunen Glimmers sich dem Pyroxenkern anschmiegen und in Eklogiten, wo der früher beschriebene feinschuppige Biotit sich chlorisiert, tritt an seine Stelle ein ganz ähnliches Mineralaggregat, wie wir es in der Zwischenzone beobachten, so daß der Analogieschluß, es werde sich aus braunem Glimmer, der aus dem rhombischen Pyroxen sich an einzelnen Stellen, das heißt unter gewissen Ausnahmsbedingungen entwickelt, die Chloritzone bilden, einige Wahrscheinlichkeit hat. Das Normale ist der Übergang des rhombischen Pyroxens in Hornblende, gerade wie beim Omphazit. Erwähnt muß noch werden, daß der rhombische Pyroxen zuweilen Rutil einschließt.

c) Der Granat.

Der Granat weicht in nichts von dem der Eklogite ab, als daß er im allgemeinen häufiger gut krystallographisch entwickelt erscheint. Doch sind auch rundliche Formen nicht selten und zuweilen in parallel struierten Varietäten sind die Körner gestreckt. Auch die quadratische Klüftung vom Aussehen der Pyroxenspaltbarkeit findet sich hier wieder. (Tafel V, Fig. 10.) Die Einschlüsse sind auf mannigfaltige Art verteilt. Zuweilen sind sie zentral gehäuft, öfter in der Randzone. Manchmal wechseln einschlußarme Ringe mit einschlußreichen, zuweilen häufen sich die Einschlüsse in unregelmäßig verteilten Feldern. Die Art der Einschlüsse ist dieselbe wie bei den Eklogiten. Pyroxen und Rutil herrschen vor, ersterer durch seinen Wirt vor der Zerfaserung und Hornblendisierung geschützt. Dies läßt sich besonders hübsch bei den rhombischen Pyroxenen beobachten. Wo sie innerhalb des kompakten Granatkorns liegen, fehlt ihnen die schwarze Amphibolzone. Liegen sie im Hornblendering um den Granat, so sind sie ganz oder fast ganz amphibolisiert und erscheinen als schwarzer Fleck. Die grüne Hornblende selbst scheint niemals Einschluß zu sein, da sie stets den Rissen folgt.

Digitized by Google

Die Größe der Granaten ist in derselben Varietät ziemlich gleichmäßig, doch kommen neben größeren rundlichen Körnern auch mikroskopische Rhombendodekaeder vor. Diese letztern können ohne Hornblenderand sein; den größeren Granaten fehlt er niemals. Seine Entwicklung ist etwas verschieden. Sehr oft schließt er sich vollständig der Granatform an, so daß seine äußere Umgrenzung ein scharf abgegrenztes, gut ausgebildetes Sechseck bildet, ein Schnitt durch (010) des Granats. Nach innen, gegen den Granatkern hin, ist der Hornblendering nicht geradlinig abgegrenzt, sondern buchtig oder eckig konturiert oder bildet sich leistig aus nach radialer Lagerung tendierend. Der Granat scheint dann wie angefressen. Die Hornblende ist aber wenigstens zu äußerst immer körnig, der Kranz ganz kompakt und die Leisten gehen nur wie einzelne Zweige vom festen Stamme aus. Wegen des strengen Innehaltens der Granatform macht diese Art der Umrandung durchaus den Eindruck einer beginnenden echten Pseudomorphose. (Tafel IV, Fig. 2.) Aber in vielen Vorkommnissen und sogar auch in denselben Stücken, in welche diese nach außen scharf abgegrenzten Hornblenderinge um den Granat auftreten, kommt es vor, daß die grüne Zone durch Feinerwerden des Kornes allmählich in die sie umgebende mikrodiablastische Grundmasse übergeht oder daß einzelne Körner des Ringes weit in die letztern hinausragen, wobei sie mit der Entfernung vom Granatkern farblos werden. Hier kann natürlich nicht an bloße Pseudomorphose gedacht werden.

Dieser Umstand macht die Tatsache erklärlich, daß die ausgezeichnetsten Beobachter gerade in bezug auf die grüne Hornblendezone, die mit einigen Abänderungen noch in mehreren später zu besprechenden Granatamphiboliten auftritt, zu ganz widersprechenden Resultaten kamen, da die einen (Becke, Patton, Schalch u. a.) sie als Perimorphose erklären, während andere (Cathrein, Lacroix, Holland) von entschiedener Pseudomorphose sprechen.

Die Hornblende umgibt nun das Granatkorn nicht nur äußerlich, sondern durchdringt es auf allen Spalten und Rissen und verbreitet sich auf diesen Wegen offenbar auf Kosten des Granats, so daß in manchen Präparaten an Stelle des Granats ein maschiges Gebilde tritt, dessen Fäden von Hornblende, dessen Löcher von Granatresten gebildet werden. Auch von außen dringt der Hornblendering sich verbreiternd immer mehr gegen das Zentrum vor. Die

Digitized by Google

Hornblende bleibt dabei nicht kompakt körnig. Sie nimmt die Tendenz zu leistiger Ausbildung an. Oft stehen die Leistchen radial, zuweilen liegen sie beliebig. Zwischen ihnen liegt ziemlich reichlich Plagioklas. Wenn die Hornblendezapfen nur vereinzelt vom äußeren kompakten Kranz sich nach innen erstrecken, dann entsteht auf diese Weise ein doppelter Kranz um den Granatkern, ein innerer hauptsächlich aus Plagioklas bestehend und ein äußerer aus Hornblende. Diese Erscheinung erwähnt Ippen von den Eklogiten des Bachergebietes. Sie tritt auch im Ötztale gar nicht selten auf, ist aber nicht das Gewöhnliche. Meist bildet sich vom Rande aus nach innen ein wirres Aggregat von Hornblendeleisten und Fetzen mit zwischenliegenden Plagioklaskörnern, das schließlich das frühere Granatkorn ganz ersetzt. (Tafel IV, Figur 4.) Diese Verdrängung ist im ganzen bei demselben Vorkommnis gleich weit fortgeschritten; es können aber auch in einem Schliffe ganz verdrängte und noch ziemlich gut erhaltene Granaten erscheinen. Schon in den schmalen Hornblendekränzchen des Anfangsstadiums tritt gewöhnlich Magnetit in Körnern auf; seine Menge ist sehr wechselnd, selten fehlt er ganz. Bei der maschigen Art der Granatumbildung entwickelt sich nicht selten aus den letzten Granatresten zwischen den Hornblendebändern Epidot in unregelmäßigen formlosen Körnern, so daß dann der frühere Granat durch ein Haufwerk von Epidot, Plagioklas, Hornblende und Magneteisen ersetzt wird, wobei aber das Amphibolmineral an Menge stets vorherrscht. Hier und da folgt nicht nur Hornblende den Rissen des Granats, sondern mehr oder weniger reichlich ein chloritisches Mineral, das sich ebenfalls auf Kosten des Granats zu bilden scheint.[1])

Pseudomorphosen von Epidot nach Granat werden in der Literatur mehrfach erwähnt, außer von Cathrein (15) auch von Blum (54) und von Fedorow und Nikitin (55).[2]) Der Übergang

[1]) Es ist von Interesse, daß Ed. Döll ein Hornblendegestein aus dem Petal in Obersteiermark beschreibt, bei welchem die Pseudomorphose von Hornblende nach Granat vom Zentrum aus beginnt, so daß oft nur ein schmaler Kranz von Granat bleibt.

[2]) Eine sehr schöne Pseudomorphose von Epidot nach Granat in einem Amphibolit, der bei der Rinkenberger Brücke im Vorderrheintal ansteht, sah ich in der Sammlung des Herrn Bodmer-Beder. Der Granat ist hier nicht durch ein Aggregat von Epidotkörnern, sondern durch ein einheitliches auslöschendes Epidotkorn ersetzt (vide pag. 540).

Digitized by Google

des Granats in Chlorit scheint die älteste bekannte Granatpseudomorphose zu sein. Hauer beschreibt sie schon im Jahre 1867. Penfield und Spring haben eine Pseudomorphose von Aphrosiderit nach Eisentongranat beobachtet und Cathrein (15) kennt die Umwandlung von Granat in Chlorit aus Tirol. Die Zahl der Angaben ließe sich noch vermehren. Die Frage, ob in den kompakten Hornblenderingen um den Granat die Anfänge einer Pseudomorphose zu sehen seien, entscheidet sich nach dem Vorstehenden dahin, daß der Granat allerdings einen großen Teil seiner Substanz zu den Ringen liefert, daß aber ein anderer Teil von außen her, gewiß vom Pyroxen, beigesteuert wird. Auf diese Weise erklärt sich ganz einfach das Hinausgreifen der Umwandlungsprodukte über den Granatumriß hinaus und das Entstehen derselben grünen Hornblende, die sich um und in dem Granat bildet, auch entfernt von diesem Mineral. Denn jener Teil der Granatsubstanz, welcher zur Bildung der grünen Hornblende verbraucht wird, kann gelöst weggeführt werden und zum Omphazit gelangen und dort mit den von diesem Mineral zu liefernden Stoffteilchen in Wechselwirkung treten. Ob das Umwandlungsprodukt die Granatform einhält, ist dann von zufälligen Wanderungs- und Lagebedingungen abhängig und so entstehen jene Zwischendinge zwischen Peri- und Pseudomorphose. Daß aber die Stoffwanderung fast immer eine sehr beschränkte bleibt, zeigt sich darin, daß das Ergrünen der Hornblende fast stets an die Granatnähe gebunden ist. Letzterer liefert das Eisen, welches das Amphibolmineral tiefer färbt. Die Analysen der drei an der Umkrystallisation vorzüglich beteiligten Mineralien erhellen den chemischen Vorgang des Prozesses:

$$\text{Granat} + \text{Omphazit} = \text{Hornblende} + \text{Plagioklas} + \text{Magnetit}.$$

Der Granat ist sehr eisenreich; darum bildet sich neben der Hornblende noch reines Eisenerz aus, dessen Menge aber vom Überschuß des Eisens im Granat gegen die der Hornblende abhängt. Dieser Überschuß scheint aber in den verschiedenen Vorkommnissen zu wechseln, was schon aus der sehr verschiedenen Intensität der Granatfärbung wahrscheinlich wird, darum verringert sich der Erzgehalt des Umwandlungsaggregates zuweilen bis zum Verschwinden. Die Tonerde der Hornblende kann aus Granat oder Omphazit kommen, ersterer bedingt einen Überschuß, der im Plagioklas seine Verwendung findet, zu welchem der Omphazit die Alkalien liefert. Übrigens

Digitized by Google

hat auch die Hornblende, wie aus der pag. 562 gegebenen Analyse hervorgeht, einen nicht unbedeutenden Alkaligehalt. Kalk und Magnesia sind bei allen drei Mineralien ungefähr im Gleichgewicht. Eine strenge Gleichung kann nicht aufgestellt werden, weil die Analyse des Feldspates und der aus dem Omphazit hervorgehenden faserigen Hornblende nicht ausgeführt werden konnte.

Insofern nun die Granatsubstanz endlich ganz zur Bildung jener oben erwähnten Mineralien verwendet wird und insofern sie endlich an Stelle des früheren Granatkornes treten, wenn auch oft nicht mit vollkommenem Innehalten seiner Grenze, läßt sich doch von Pseudomorphose sprechen. Wir unterscheiden also in Typus I dreierlei Arten der Granatumwandlung.

1. Granat in Hornblende + Plagioklas + Magnetit
2. Granat in Hornblende + Plagioklas + Magnetit + Epidot
3. Granat in Hornblende + Plagioklas + Magnetit + Chlorit.

Die Gründe, welche Patton (9) zur Annahme bestimmen, daß die Hornblendemäntel um den Granat nur durch eine richtende Wirkung des letzteren hervorgebracht werden, daß er also Krystallisationszentrum ist, sind:

1. Die Beobachtung ihres Überganges in die Grundmasse.
2. Die scharfe Gestalt des übrigbleibenden Granatkernes.
3. Das Fehlen der grünen Hülle um den Granat bei der Berührung mit Quarz oder Zoisit.
4. Die geringe Adhäsion des Granates mit dem Mantel und
5. Das Vorkommen grüner Umhüllungen bei Quarz, Rutil, Zoisit (2).

Die wesentlichen Bedenken hingegen werden durch die im vorstehenden dargestellte Natur der Hornblenderinge als ein Zwischenglied zwischen Pseudomorphose und Perimorphose gehoben. Daß auch andere Mineralien kleine Hornblendekränze haben, deren heterogener Chemismus eine Umwandlung vollständig ausschließt, kommt auch in Ötztaler Eklogit-Amphiboliten häufig vor. Wir werden sehen, daß ein wesentlicher Unterschied dieser Umwachsungszone mit der Hornblenderinde um den Granat darin besteht, daß ihre Breite nicht mit der Größe des zentralen Kornes abnimmt; während dies beim Granat ganz ausgesprochen ist. Hier wie so oft in der Natur gilt der Spruch: Multa fiunt idem, sed semper aliter.

Digitized by Google

d) Plagioklas.

Der gleichmäßige Teppich der mikrodiablastisch ausgebildeten Gemengteile wird durch Flecken, Züge oder Schlieren unterbrochen, welche von einem schwach licht- und doppelbrechenden Mineral gebildet werden, dessen feine Körner durch ihre Formlosigkeit einen fetzigen Eindruck machen. Spaltbarkeit wird selten wahrgenommen, zuweilen eine unscharfe Zwillingslamellierung. Symmetrisch auslöschende Körner, die also der Zone $\perp$ (010) angehören, hatten folgende Auslöschungsschiefen:

$$\left.\begin{matrix}26\\27\end{matrix}\right\} 26{\cdot}5 \quad \left.\begin{matrix}27\\27\end{matrix}\right\} 27 \quad \left.\begin{matrix}33\\35\end{matrix}\right\} 34 \quad \left.\begin{matrix}41\\45\end{matrix}\right\} 43 \quad \left.\begin{matrix}29\\33\end{matrix}\right\} 31$$

Darnach gehört das Mineral zu den basischen Plagioklasen, speziell zum Labrador-Bytownit. Der Plagioklas, welcher mit der Hornblende im Grundgewebe verwachsen ist, ist wegen seiner minimalen Ausbildung nicht näher bestimmbar.

e) Quarz.

Der Quarz ist in einzelnen größeren, rundlichen Körnern im Gewebe der Grundmasse zerstreut und kommt auch ganz in derselben Weise, wie in den Eklogiten, als Ausfüllung von Hohlräumen vor. Die erstere Form hat stets ein schmales Rändchen kompakter grüner Hornblende, fungiert also als Krystallisationszentrum. Der Charakter dieses Rändchens zeigt sich schon darin ganz anders als der des Hornblenderings um den Granat, daß seine Breite konstant bleibt und nicht mit dem Kleinerwerden des Quarzkornes zunimmt. Dieser Quarz ist wahrscheinlich der überschüssigen Kieselsäure zuzuschreiben, welche beim Übergang des kieselsäurereicheren Omphazit in die basischere Hornblende des Grundgewebes frei wird. Wo Quarz an den Granat stößt, setzt der Hornblendekranz des letzteren Minerals stets aus, ein deutlicher Beweis für seine „reaction rim“ Natur. Er kommt durch Wechselwirkung zwischen Granat und Omphazit zustande und erhält sich in dieser Beziehung genau wie die Kelyphitkränze um den Olivin in Gabbro.

f) Zoisit.

Der Zoisit tritt in ebendenselben fleckigen oder schlierigen Aggregaten auf wie der Plagioklas, welche bei parallel struierten Varietäten zur Betonung des parallelen Gefüges beitragen, indem die

Digitized by Google

Schlieren gleichgerichtet sind und, sofern sie aus säuligen Komponenten bestehen, auch diese gleichgerichtet liegen. Der Zoisit ist nicht selten seitlich gut krystallographisch begrenzt, während die Endflächen nicht entwickelt sind. Der β-Zoisit {o.AE || (010)} herrscht auffallend vor, doch fehlt auch der α-Zoisit {o.AE || (001)} nicht ganz. Zuweilen findet sich ein graublau polarisierendes, schief auslöschendes Säulchen eingestreut, ein Klinozoisit, Plagioklas und Zoisit sind gewöhnlich nicht in derselben Schliere vereinigt, sondern laufen in getrennten Zügen nebeneinander her, so daß ein genetischer Zusammenhang zwischen beiden kaum angenommen werden kann. Um die größeren Zoisitsäulchen macht sich häufig eine Zone desselben Minerals in krümmeliger Ausbildung bemerkbar, ganz wie die äußersten Kränzchen um den rhomb. Pyroxen.

g) Epidot.

Epidot ist in farblosen Splittern mit lebhafter chromatischer Polarisation im Gewebe der Grundmasse verstreut. Doch kann er auch ganz fehlen. Er ist mit Quarz und Zoisit im Typus I von durchaus akzessorischem Charakter, nicht bestimmend für das Wesen des Gesteins, ebensowenig wie die oben beschriebenen Plagioklaszüge, welche in einigen Vorkommnissen ganz fehlen, während der Plagioklas zwischen der faserigen Hornblende den Gesteinscharakter mitbestimmt. Risse im Gesteine sind häufig von gelbgrünem Epidot ausgefüllt, einem augenscheinlichen Auslaugungsprodukte.

h) Rutil und Erze.

Der Rutil erscheint in derselben Ausbildungsweise wie in den Eklogiten und ist, wie dort, stets vorhanden. In Varietäten mit etwas gröberem Grundgewebe, wo die faserige Hornblende schon besser optisch faßbar wird, also den Übergangsgliedern zu Typus II, zeigt sich zuweilen ein schmaler Titanomorphitring um den Rutil, wie er dann im Typus II die Regel wird.

i) Glimmer.

Der hellbraune Biotit, wie wir ihn schon in den Eklogiten getroffen haben, findet sich auch sehr häufig im Typus I. Wie dort vertritt er fleckweise die Hornblende der Grundmasse. Ganz vereinzelt tritt auch ein größeres Schüppchen farblosen Glimmers auf, vielleicht nur ein ausgebleichter Biotit, vielleicht auch zu jenen kalk-

Digitized by Google

reichen Glimmern gehörig, welche Sandberger (59) aus Eklogiten untersucht hat.

5. Krystalloblastische Reihe der Mineralien des Typus I.

Granat, Rutil, Zoisit, Pyroxene (als Einschlüsse), Pyrit, Magnetit, Hornblende (größere Körner), Epidot, Quarz, Plagioklas.

6. Chemismus des Typus I.

Eine Analyse wurde an einem Gestein vom Burgstein ausgeführt. Sie stimmt gut mit den Eklogitanalysen desselben Gebietes überein. Die erhaltenen Zahlen sind folgende:

	Sodaaufschlüsse	Flußsäureaufschlüsse	Mittel
SiO_2	48·22	—	48·22
TiO_2	1·12	1·02	1·07
Al_2O_3	16·42	16·61	16·51
Fe_2O_3 . . .	2·50	2·79	2·64
FeO	—	5·78	5·78
CaO	13·43	13·49	13·46
MgO	8·26	8·26	8·26
K_2O	—	0·47	0·47
Na_2O	—	3·23	3·23
H_2O unter 110°		—	—
H_2O über 110°		0·66	0·66
			100·30

Spezifisches Gewicht 2·979.

Die Analyse stimmt gut mit den Eklogitanalysen des Gebietes überein und hat wie diese vollkommen den chemischen Charakter eines Gabbrogesteins. Bezüglich des ursprünglich zugrunde liegenden Eruptivgesteines kann auf die Auseinandersetzungen im Kapitel über die Eklogite verwiesen werden, da keine wesentlichen Abweichungen vorhanden sind. Der Gang der Metamorphose wurde bei der Betrachtung der einzelnen Bestandmineralien unseres Eklogit-Amphibolits verfolgt. Vom Eklogit herübergenommen sind die Reste des Omphazits, die rhombischen Pyroxene, der Granat, der Rutil, ein Teil des Erzes und vielleicht der Zoisit, da in den Eklogiten vereinzelt dieselben Züge seitlich gut begrenzter Zoisitsäulchen zu treffen sind. Sekundär in bezug auf den umgewandelten Eklogit und gegenüber dem

Digitized by Google

ursprünglichen Gabbrogestein tertiär sind Hornblende, Plagioklas, ein Teil des Magnetits, Epidot, Glimmer und Quarz.

7. Bildungsbedingungen des Typus I.

Kataklastische Phänomene sind bei Typus I viel seltener und viel weniger ausgesprochen als bei den Eklogiten und erstrecken sich meist nur auf eine mehr oder weniger deutliche undulöse Auslöschung bei Quarzen, Hornblenden und Pyroxenen. Besonders in den Schlieren rhombischen Pyroxens, welche zuweilen den Granat umschmiegen, wird die undulöse Auslöschung auffallend; aber hier bleibt es zweifelhaft, ob sie von einem Spannungszustand im Mineralkorn herrührt, also von direkter mechanischer Beeinflussung, oder ob sie das Resultat von Krystallisationsschieferung ist, wobei der „Stress" durch den Widerstand des Granatkorns einige Ablenkung erfuhr. Gebrochene Krystalle sind in Typus I sehr selten, Trümmerstruktur fehlt vollständig.

Die durch streifige Anordnung gewisser Komponenten parallel struierten Varietäten unterscheiden sich weder durch die Art noch durch die Formenentwicklung des Mineralbestandes von den ganz massigen. Dies beweist aber wohl weniger, daß die Ausbildungsweise der Bestandmineralien nicht von der Art des Druckes beeinflußt wurde, als vielmehr, daß „Stress" niemals zur vollen Entfaltung kam, denn eigentliche Schieferung tritt nirgends auf; nur schlierige Anordnung der körnig entwickelten Mineralien und die diablastischen Strukturen weisen auf die Unmöglichkeit des Ausweichens nach einer oder zwei Richtungen hin. Becke bemerkt darüber in der Gneisformation pag. 286: „In gegenseitiger paralleler Durchdringung und Verwachsung können wir die Spuren einer Krystallbildung in gänzlich eingeengtem Raum bei sehr gehinderter Beweglichkeit der Moleküle erkennen." Der Druck bei der Bildung von Typus I nähert sich also dem hydrostatischen. Darauf weist auch die ungleiche Größe der Komponenten hin (van Hise), während die spärlichen kataklastischen Spuren zeigen, daß die mechanische Beeinflussung fast vollkommen durch chemische Reaktionen kompensiert werden konnte. Die Tiefenstufe der Entstehung erhellt den Mineralbestand. Pyroxen ist nicht beständig, sondern geht überall in Amphibol über, die hydrierten Komponenten nehmen im Vergleich zu den Eklogiten an Menge zu, so die Glimmer, Zoisit und Epidot, und auch die

Digitized by Google

Analyse der Hornblende hat $^1/_2\%$ Krystallwasser ergeben; doch bleiben es stets solche, welche ihr Wasser gerne festhalten, also auch noch in größerer Tiefe bestehen können. Der Entstehungsrayon von Typus I mag also wohl der obere Gürtel der tiefern Zone sein.

B. Eklogit-Amphibolit des Typus II.

Der Typus II findet seine schönste Entwicklung am Burgstein, sowohl in der Schutthalde, wo er neben dem Eklogit ein großes Kontingent der Trümmer stellt, als auch anstehend am nördlichen Aufstieg, wo er mit Typus I, Kelyphitamphiboliten und gewöhnlichen Amphiboliten wechsellagert. Im Profil Sölden ist der Typus II nur spärlich vertreten und durch Übergänge mit dem Eklogit schon makroskopisch verknüpft.

1. Übergangsglieder zwischen den beiden Typen.

Mit Typus I ist er durch Zwischenglieder verbunden, welche makroskopisch dadurch gekennzeichnet sind, daß grüne, immer noch sehr feinkörnige Flecken in der hellen Grundmasse auftreten, welche eine Vergröberung der diablastischen Gebilde bedeuten, verbunden mit einer mehr körnigen Entwicklung der Hornblende; oder es wird die ganze nephritische Grundmasse grünlich, dunkler und weniger dicht. Solche Stücke zeigen mikroskopisch die grüne Hornblende des Grundgewebes deutlich als solche.

2. Makroskopischer Habitus des Typus II.

Vom Typus I unterscheidet sich der zweite Typus durch dunklere, mehr graugrüne Farbe und durch weniger dichtes, mehr feinkörniges Gefüge. Paralleltextur fehlt ganz; das Gestein ist stets massig. Die Granaten sind auch hier einsprenglingsartig eingestreut, doch treten die Hornblenderinge wegen der dunkleren Grundmasse nicht so auffallend hervor. Wo die diablastischen Gebilde sehr fein geblieben sind, erscheinen hellere, dichte Flecken im Grundgewebe; Ansammlungen größerer Hornblendekörner geben sich als dunkelgrüne, gröber körnige Stellen kund und wo sich größere Strahlsteinkomplexe gebildet haben, erscheinen gröberkörnige graugrüne, seidenglänzende Flecken. Die seltenen Zoisitzüge treten in weißen Partien hervor. Charakteristisch für den Typus II ist also das sehr ungleiche Korn und die dadurch veranlaßte fleckige Entwicklung der Grund-

Digitized by Google

masse, welche beim Typus I gleichmäßig dicht und meist von einheitlicher Farbe ist. Je größer die erhaltenen Pyroxenkerne geblieben sind, desto körniger und heller ist das Gestein, desto mehr gleicht es dem Eklogit.

3. Mineralbestand.

a) Die Hornblende.

Die Übergangsglieder vom reinen Eklogit in den Typus II sind noch reichlicher und deutlicher vorhanden als beim Typus I. Während bei letzterem die Zerfaserung des Omphazits fein und unfaßbar bleibt bis das ganze Mineralkorn aufgezehrt ist, wird beim zweiten Typus die sich aus dem Pyroxen entwickelnde Hornblende umso gröber, je breiter der sich bildende Rand, je kleiner der übriggebliebene Omphazitkern ist. Ganz nahe am Korn bleibt die feine, graue, filzige Ausbildung meist bestehen, mit der Entfernung von ihm vergröbert sie sich. Daneben kommt es vor, daß sich in kleineren Komplexen die echte nephritische Grundmasse entwickelt, während der Hauptteil des Grundgewebes gröber und weniger faserig, sondern mehr körnig wird. Größere Amphibolindividuen differenzieren sich überall heraus, teilweise nicht scharf im Grundgewebe liegend, sondern durch einen Hof mittlerer Körner in allen Größenabstufungen mit dem Grundgewebe verbunden. Je mehr die Omphazitkerne verschwinden, desto reichlicher treten Stellen auf, wo letzteres deutlich als Verwachsung von grüner Hornblende und Plagioklas erscheint, die kryptodiablastische Struktur geht in eine „mikrodiablastische“ (Becke) über; die Hornblende der Verwachsungen ist stets grün, wenn auch von sehr verschiedener Farbenintensität. Farblose Körner sind nur einsprenglingsartig eingestreut. In der Granatnähe ist die Hornblende wieder am intensivsten grün. Wegen der Verdrängung des Omphazits durch das grüne Grundgewebe muß natürlich an ein Hervorgehen des letzteren aus dem ersteren gedacht werden, wobei wohl der Granat wieder Eisen liefern mag. Daneben tritt aber auch hier echte Uralitisierung auf.

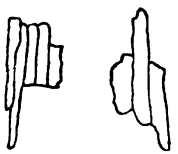
Mittlere Formen zwischen den echt körnigen und diablastischen Hornblenden sind durchlöcherte und zerfressen aussehende, obgleich ganz frische Körner.

Ein Gestein von Typus II ist offenbar der früher erwähnte von Lacroix (12) beschriebene Eklogit von der unteren Loire. „Die Ränder des Pyroxens setzen sich in wurmförmige Amphibol-

Digitized by Google

gebilde um, zwischen welchen sich Albit-Oligoklas entwickelt und wo der Pyroxen sich in ein Gewirr von Amphibolfasern umgewandelt hat, steckt solcher Feldspat als Untergrund dazwischen." Auch der von J. J. H. Teall untersuchte, erste in England gefundene „Eklogit" scheint hieher zu gehören. Der Granat ist bei ihm von grüner Hornblende umgeben, der Omphazit ist häufig mit Hornblende und Plagioklas verwachsen, welch letzterer spärliche isolierte Flecken zwischen den übrigen Gemengteilen bildet.

Die Natur der Hornblende ist ebensowenig konstant wie in Typus I; die diablastische ist stets grün, aber von sehr wechselnder Intensität der Farbe; die körnige und uralitische ist grün oder farblos, oft sogar in demselben Schliff. Hellgrüne Individuen mit dunkleren, unregelmäßigen Flecken sind nicht selten. Im allgemeinen bleibt aber doch in demselben Vorkommnis entweder grüne oder farblose Hornblende vorherrschend. Die Formen des Minerals, soweit es sich nicht



um Uralit handelt, der die ganzrandige, prismatische Gestalt des Omphazits beibehält, tendieren selten nach prismatischer Entwicklung. Es sind rundliche, meist aber buchtige oder zackige Körner, wobei die Unregelmäßigkeit der Form sich von den Spaltrissen abhängig zeigt. Wo die Zerfaserung gröber wird, erhält sie sehr oft vollkommen den Charakter mikropegmatitischer Verwachsung von Hornblende und Plagioklas. Die Doppelbrechung der Hornblende, besonders der diablastischen, ist nicht hoch. Im allgemeinen wächst sie wohl mit abnehmender Farbentiefe; doch zeigen in Präparaten, wo sich grüne Körner mit farblosen mischen, auch erstere die schöne chromatische Polarisation des Strahlsteins. Bemerkenswert ist, daß die stärker doppelbrechenden Omphazitarten auch stärker doppelbrechende Hornblenden liefern, die schwächer doppelbrechenden umgekehrt ebensolche Hornblenden.

Die Polarisationsfarbe der farblosen Hornblende geht bis auf das leuchtende Gelbgrün 2. Ordnung, was nach der Weinschenkschen Tabelle einer Doppelbrechung $\gamma - \alpha$ von 0·027 entspricht. Die Aus-

Digitized by Google

löschungsschiefe auf dem seitlichen Pinakoid c:c beträgt 18°. Dies spricht für Strahlstein oder doch strahlsteinartige Hornblende.

Die grünen Abstufungen des Minerals haben ohne Ausnahme den Pleochroismus c blaugrün, b grün, a gelbgrün, in der ihrer Farbentiefe entsprechenden Deutlichkeit. Die Absorption ist stets $b = c > a$. Für die Bestimmung der Auslöschungsschiefe wurden wieder zwei Typen, ein blaßgrüner und einer von tieferem Grün, herausgegriffen; allein, wie die Farbe, so ist auch die Größe der Auslöschungsschiefe und die Doppelbrechung nicht fest begrenzt; die Hornblende ist, wie der Omphazit, optisch und wohl auch chemisch, nicht eine scharf bestimmte Art, sondern von sehr wechselnder isomorpher Mischung.

Für die Auslöschungsschiefe der blaßgrünen Hornblende c:c auf Schnitten, welche sich dem seitlichen Pinakoid näherten, wurden folgende Zahlen gefunden: 22°, 23°, 22°, 22°, 19°, 21°, Mittel 21°; $\gamma - \alpha = 0{\cdot}023$.

Die Auslöschungsschiefen des dunkleren Typus auf derselben Fläche waren:

24°, 24°, 24°, 24°, 21°, 23°, 21°, 21°, 25°, 21°,
25°, 22°, 22°, 20°, 20°, 20°, 25°, 22°, 21°, 25°, 23°,

Mittel 23°; $(\gamma - \alpha) = 0{\cdot}022$.

Die Hornblende um den Granat bleibt im Typus II meist körnig und bildet einen kompakten Ring. Doch ist auch hier eine Tendenz zu radialer Anordnung bei leistiger Ausbildung des Minerals unverkennbar, besonders auf der Innenseite der Umhüllungszone gegen den Granat hin. Je gröber die Hornblende des Grundgewebes entwickelt ist, desto ausgeprägter wird die radiale Ausbildung der Granathülle, desto mehr nimmt sie die Formen echten Kelyphits an. Für die Beziehung der Umhüllungszone zum Kern gelten die Betrachtungen, welche bei Typus I an diese Erscheinung geknüpft wurden. Sie gibt sich durch dieselben Formen als eigentlicher „reaction rim" kund, für welchen das umhüllte Mineral wohl den Hauptteil der Substanz liefert, der aber nicht ohne chemische Wechselwirkung dieser mit den Stoffen angrenzender Komponenten zustande kommt.

b) Der Granat.

Der Granat weicht in nichts von dem des Eklogits und des Typus I ab. Innere einschlußreiche Teile mit äußerer einschlußbarer

Digitized by Google

Zone sind die Regel. Vereinzelt wurde ein von Hornblende und Magnetit umrandeter Kern beobachtet, auf welchen eine ebenso umhüllte neue Granatzone folgte, ein Beweis für den Wechsel der Gleichgewichtslagen, dem das Gestein unterlag. Die Einschlüsse sind dieselben wie im Eklogit, nur erscheinen Zoisit und Epidot häufiger darunter.

c) Die Akzessorien.

Der die Zwischenmasse bildende Plagioklas konnte wegen der Feinheit der Verwachsung mit Hornblende auch im Typus II noch nicht bestimmt werden. Seine Einreihung unter die Akzessorien ist übrigens nur in seinem spärlichen und wechselnden Vorkommen begründet, denn chemisch und genetisch gehört er notwendig zum Gesteine, als das Mineral, in welchem beim Übergang des Omphazits in die Hornblende die überschüssige Tonerde und die Alkalien niedergelegt werden. Das gleiche gilt vielleicht von den sehr häufig mit schmalem Hornblendering umgebenen Quarzkörnern, die wie im Typus I das Plus an Kieselsäure des Pyroxens gegenüber dem Amphibol repräsentieren. Rutil, mit Eisenerz verbunden, hat sich aus dem Eklogit unverändert erhalten, zuweilen mit schmaler Titanomorphitumrandung; nur ist das Erz im allgemeinen etwas reichlicher vorhanden.

Epidot ist spärlich in die diablastischen Gebilde eingestreut in kleinen unregelmäßigen Fetzchen.[1]) Zoisit in denselben Zügen blaugrauer Säulchen, wie sie bei Typus I beschrieben wurden, tritt auch zuweilen im Typus II auf, doch immer in den Varietäten, die schon ein Zwischenglied zwischen den beiden Typen bildet. Der β-Zoisit übertrifft auch hier den α-Zoisit bedeutend an Menge.

4. Krystalloblastische Reihe der Mineralien des Typus II.

Rutil, Granat, Zoisit, Omphazit, Erze, Hornblende, Epidot und Quarz, Plagioklas.

5. Chemismus des Typus II.

Die Analyse wurde an einer schon vollkommen omphazitfreien Varietät von Burgstein ausgeführt. Der auffallend hohe SiO_2-Gehalt ist den kleinen Quarzaggregaten und einzelnen Quarzkörnern zuzu-

[1]) Epidotschnüre als Rißausfüllung sind Verwitterungsprodukte.

Digitized by Google

schreiben, welche das Gestein reichlich erfüllen und welche wohl nur als Ausfüllung sekundär entstandener Hohlräume gelten können.

	Sodaaufschluß	Flußsäure-aufschluß	Mittel
SiO_2	53·77	—	53·77
TiO_2	1·17	1·20	1·19
Al_2O_3	14·42	14·60	14·51
Fe_2O_3	3·44	3·66	3·55
FeO	—	8·43	8·43
CaO	8·65	8·64	8·64
MgO	5·38	—	5·38
K_2O	—	0·87	0·87
Na_2O	—	2·76	2·76
H_2O	—	0·15	0·15
H_2O	—	0·30	0·30
			99·55

Spezifisches Gewicht 3·24.

6. Bildungsbedingungen des Typus II.

Was sich im zweiten Typus an kataklastischen Spuren findet, undulös auslöschende und zuweilen gebrochene Omphazite, scheint durchaus vom Eklogit herübergenommen worden zu sein. Das gleiche gilt von der gleichgerichteten Lage der Omphazite, die fast die einzige Andeutung einer Paralleltextur ist. Die Entstehung des zweiten Typus aus dem Eklogit ist demnach das Produkt rein chemischer Metamorphose, oder die chemische Umwandlung hielt wenigstens vollkommen gleichen Schritt mit der mechanischen. Daß die Zerfaserung und Amphibolisierung durch das die Kapillaren oder Subkapillaren zwischen den Mineralkörnern füllende Wasser hervorgebracht wurde, geht daraus hervor, daß die Erscheinung zu beiden Seiten von Rissen im Gestein am weitesten fortgeschritten ist und daß zertrümmerte Körner, welche die Zirkulation des Wassers am leichtesten gestatten, auch die breiteste graue Randzone besitzen. Auch die ungleiche Verteilung von Omphazitkomplexen mit oder ohne wolkigen Rand bedeuten wohl Stellen leichteren oder schwereren Wasserzutritts. Auch beim Granat beginnen ja die Umwandlungen vom Rande und von Rissen aus.

Digitized by Google

Das Fehlen der Schieferung und die Ausbildung der diablastischen Struktur weisen auf annähernd hydrostatischen Druck hin. Für den Mineralbestand ist wieder das Verschwinden des Pyroxens, seine Ersetzung durch Hornblende und Plagioklas und das reichlichere Auftreten wasserhaltiger Substanzen charakteristisch. Es folgt daraus, daß die durch den zweiten Typus gegebene Gleichgewichtslage einer weniger großen Tiefe angehört als die Entstehungszone des Eklogits.

7. Gesteine anderer Lokalitäten vom Charakter des 2. Typus.

Von den Gesteinen anderer Lokalitäten kann der vielerwähnte Eklogit von der Saualpe als Übergangsglied vom reinen Eklogit zum zweiten Typus gelten. Der von Becke beschriebene Eklogit von Altenburg im Waldviertel gehört ebenfalls hieher und eine sehr interessante Varietät ist der „Pyroxenamphibolit" (Becke) von Aschauer.

Der Eklogit von der Saualpe wurde schon von Riess (1) beschrieben; doch wird die sehr auffallende Zerfaserung des Omphazit und die daraus hervorgehende leistige grüne Hornblende, die auch hier Plagioklaszwischenmasse zu besitzen scheint, als Verwachsung von Omphazit und Smaragdit gedeutet. Genau dieselbe Hornblende erscheint indessen auch in großen, länglichen, schon makroskopisch wahrnehmbaren Körnern in engster Verbindung mit der diablastischen in der Weise, daß große Individuen an einem Ende oder von irgend einer Stelle des Randes aus sich in ein faseriges Aggregat auflösen. Es ist dies die in der Literatur vielgenannte schwarze Hornblende des Eklogits von der Saualpe, der Karinthin. Im Schliff erscheint er sehr hellgrün (c hellbläulichgrün, b grünlich, a hellgelb), fast strahlsteinartig nach seinem optischen Verhalten. Pleochroismus und Absorption ($c = b > a$) sind sehr wenig ausgeprägt. Übrigens ist die Farbe auch beim Karinthin nicht konstant; hellere und etwas dunklere Körper treten nebeneinander auf; wahrscheinlich handelt es sich auch hier nicht um eine fest begrenzte Amphibolspezies, sondern um einen schwankenden Typus. Die Auslöschungsschiefe $c:c$ auf (010) ist 15—16°; die maximale Doppelbrechung 0·027. Zwei in Rosenbuschs „Elemente" aufgenommene Analysen des Karinthins, wahrscheinlich zwei verschiedene Stellen des obigen Vorkommnisses betreffend, zeigen bei sonst wesentlicher Übereinstimmung des chemischen Gehaltes eine Abweichung im Eisengehalt von etwa 11%

Digitized by Google

(17·44% in der einen Analyse gegen 6·53% in der anderen, alles Fe als Fe O berechnet). Die Tonerde schwankt zwischen 8½% und 12½%. Zahlen, welche den Karinthin unzweifelhaft unter die gewöhnliche Hornblende einreihen lassen. Dem Granat, der in kleinen rundlichen Körnern gleichmäßig im Gestein verteilt ist, fehlt die sonst diese Strukturform so regelmäßig begleitende grüne Umrandung vollständig. In bezug auf die übrigen Komponenten und das ganze Gesteinsbild kann auf Riess' (1) Darstellung verwiesen werden, nur ist der dort angeführte Zirkon zweifellos Rutil.

Der Eklogit von Altenberg gehört nur in einzelnen omphazitreichen Varietäten hieher; diejenigen Formen, welchen der Pyroxen beinahe oder ganz fehlt, weichen auch strukturell stark von den pyroxenreichen ab. In letzteren ist der Omphazit in ein Fasergewirr aufgelöst, das nach Komplexen einheitlich auslöscht. Die Ränder dieser Komplexe, besonders da, wo sie an den Granat stoßen, werden gröber und körnig und an die Stelle des Omphazits ist grüne Hornblende getreten. Auch im Innern der Faser- oder Gekörnelaggregate ersetzt grüne Hornblende nicht selten das Pyroxenmineral. Plagioklas als Zwischensubstanz ist kaum wahrnehmbar, doch schreibt Becke den nach der von Max Schuster ausgeführten Analysen vorhandenen Alkaligehalt von etwa 2% (0·17 K_2O und 1·75 Na_2O) „dem im Omphazit eingeschlossenen Feldspat" zu. Dieser letztere ist dabei doch wohl als Teilnehmer an der diablastischen Struktur zu deuten. Dadurch, daß diese an der Granatgrenze gröber und körniger wird und dadurch, daß an Stelle des Omphazits grüne Hornblende tritt, entsteht ganz wie bei den Ötztaler Vorkommnissen eine kompakte Körnerzone um den Granat, die gewiß auch hier aus der Wechselwirkung zwischen diesem und dem Pyroxen zu erklären ist. In der Nähe der Erz- und Rutilkörner, welch letztere auch stets von Titaneisen umgeben sind, ist die Hornblende braun, und zwar verschwindet die braune Färbung allmählich mit der Entfernung vom zentralen Korn.[1]) Wahrscheinlich wird dieser braune Hof durch Ferriausscheidung hervorgerufen.

Der Pyroxenamphibolit vom Aschauer stimmt strukturell ganz auffallend mit dem Gesteine von Altenburg überein, nur daß das von der Zerfaserung (hier mehr Körnelung) betroffene Pyroxenmineral

[1]) Das Erz-Rutilkorn erscheint dadurch von einer verlaufenden braunen Zone umgeben.

Digitized by Google

von diallagartigem Habitus und die es ersetzende Hornblende tiefbraun ist. Aber das Bild des Auflösungs- und Umwandlungsvorganges ist in beiden Gesteinen sehr ähnlich: einheitlich auslöschende, gegen den Rand hin größer werdende und hornblendisierte Pyroxenaggregate. Auch hier zeigt sich die Hornblende nicht selten schon im Innern der diablastischen Komplexe, die gegen die Ränder hin deutliche Plagioklas-Zwischensubstanz erkennen lassen. Die Auslöschungsschiefe des Pyroxens c:c auf (010) geht nicht über 40° hinaus; die Farbe ist lichtbräunlich. Die Hornblende ist stark pleochroitisch (c braun, b braungelb, a gelb); die Absorption ist groß: $c > b < a$. Rötlichbrauner Biotit tritt häufig neben der Hornblende auf. Die Schwingungen || der Spaltbarkeit erzeugen dunkelschokoladebraune Töne, die $\perp$ dazu gelbbraune. Die knolligen, sehr kleinen Granatkörner sind scharf begrenzt, ohne Spur irgend eines Hofes. Akzessorien sind reichliches Erz, Apatit und seltener Quarz. Plagioklas macht etwa ein Fünftel der Gemengteile aus und erscheint als Füllmasse zwischen allen übrigen Komponenten. Er ist meist schmal lamelliert. Manchmal zeigt er das Albit und Periklingesetz an demselben Individuum. Die Messung symmetrischer Auslöschungsschiefen ergab folgende Zahlen:

$$\left.\begin{matrix}18\\17\end{matrix}\right\} 17^1/_2{}^\circ \quad \left.\begin{matrix}13\\13\end{matrix}\right\} 13 \quad \left.\begin{matrix}12\\14\end{matrix}\right\} 13$$

Der Plagioklas gehört also wohl zum Andesin ($Ab_2 An_1$ bis $Ab_4 An_3$).

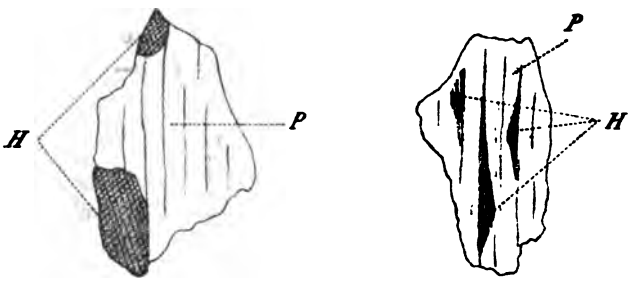
C. Uralitisierung und Beziehungen von Hornblende und Pyroxen in Pyroxenamphiboliten.

Ein dritter Typus der Amphibolitisierung von Eklogit ist durch reine Uralitisierung des Omphazits gegeben. Im Ötztal wurde dieser Typus nirgends konstatiert; doch scheint er in den Eklogit-Amphiboliten der Aiguilles rouges vertreten zu sein, wo nach Jukowsky Uralitisierung des Pyroxens stattfindet. Welche Definition er diesem Begriffe zugrunde legt, ist zwar nirgends gesagt, aber da von mikropegmatitartigen Verwachsungen (den charakteristischen Merkmalen der ersten Typen) nirgends die Rede ist, so wird es sich wohl um echte Uralitisierung handeln. Im Eklogit von Jaufenberg haben wir ein Übergangsglied zum dritten Typus kennen gelernt; in dem Gestein vom Schauenstein im Waldviertel ein schönes Beispiel desselben.

Digitized by Google

Die häufige genetische Beziehung von Pyroxen und Hornblende in Eklogiten und Amphiboliten erregt das Interesse für das Wechselverhältnis der beiden Mineralien in den Pyroxenamphiboliten überhaupt. Als Glieder der Augitgruppe, welche in Amphiboliten erscheinen, werden angegeben:

1. Diallag (Becke, Waldviertel, Ippen, Bachergebiet).
2. Salit (Becke, Waldviertel, Ippen, Bachergebiet, Kalkowsky, Raspenau in Böhmen, Cross, Finisterre).
3. Malakkolith (Ippen, Bachergebiet).
4. Nicht schärfer klassifizierte monokline Pyroxene (Patton, Marienbad, Schalch, Schwarzwald).
5. Bronzit (Sauer, Schwarzwald, Bucca, Kalabrien).



(Vergleiche pag. 19.)

Zu den Diallagamphiboliten rechnet Becke das Gestein von Schauenstein und hält die dort den Diallag vielfach vertretende braune Hornblende für selbständig, während er eine in kleinen, grünlichen Körnern vorkommende als Umwandlungsprodukt des Diallags anspricht. Indessen ist wahrscheinlich auch die braune Hornblende aus dem Diallag hervorgegangen und die Farbendifferenz der beiden Varietäten rührt wohl nur von einer Beeinflussung durch den Granat her. Folgende Gründe sprechen für diese Auffassung:

1. Die braune Hornblende nimmt oft Flecken und Stellen innerhalb des Diallagumrisses ein.
2. Entlang den Spaltrissen des Pyroxens ziehen sich verlaufende und sich manchmal auskeilende Streifen der braunen Hornblende, die Diallagsubstanz ersetzend.
3. Die grünliche Hornblende erscheint in der Regel in der Granatnähe.

Digitized by Google

Über die Beziehung des Diallags zum Amphibol in den hieher gehörigen Gesteinen des Bachergebietes macht Ippen keine Angaben. Salit- und Malakkolith-Amphibolite kenne ich nicht genauer durch Autopsie. Aber nach Beckes und Pattons Beschreibung wechseln bei den Salitamphiboliten häufig Lagen von Salit und Plagioklas mit fast reinen Hornblendelagen, ein Umstand, der mehr für bloße Paragenesis der beiden Mineralien spricht. Ihr Verhältnis wird von den erwähnten Autoren offenbar auch so aufgefaßt.

Über die Schwarzwälder Pyroxenamphibolite äußert sich Schalch folgendermaßen: „Während der Pyroxen bei einer größeren Anzahl von Vorkommnissen gänzlich vermißt wird, kann er bei andern die Hornblende größtenteils oder ganz ersetzen. Der immer wiederkehrende Zusammenhang (dieses Typus) mit an Augit armen oder freien Gesteinspartien läßt jedoch erkennen, daß man es lediglich mit einer extremen Abänderung eines einheitlichen Gesteinstypus zu tun hat, wie denn tatsächlich in einem und demselben Vorkommen die Menge des Pyroxens, derjenigen der Hornblende gegenüber, je nach den einzelnen Gesteinslagen, sich als eine recht schwankende und unbeständige erweist."

Kurz hinter dem Örtchen Mauren an der Straße nach Peterstal im Renchtale erscheint rechts am Wege ein gut aufgeschlossenes Amphibolitvorkommnis. Das Gestein ist zuerst dunkelgrün, feinkörnig und erweist sich als ein gewöhnlicher Feldspatamphibolit mit gabbroider Struktur. Gegen das Ende des Aufschlusses wird das Gestein hellgraugrün, während Korn und Struktur konstant bleiben. Der Amphibolit ist in ein fast reines Pyroxen-Plagioklasgestein übergegangen, das aus stark angegriffenem basischen Plagioklas und einem mikroskopisch farblosen Augit besteht, dessen Auslöschungsschiefe c:c bis auf 45° geht. Titaneisen und Titanit sind fast die einzigen Akzessorien. Grüne Hornblende in der kurzen gedrungenen Form des Pyroxens, manchmal wie dieser zerstückelt und anscheinend nach den Spaltrissen in Zerfall begriffen, ersetzt an einzelnen Stellen den Augit. Es handelt sich dabei ohne Zweifel um echte Uralitisierung; denn nicht selten ist eine Partie eines Augitkrystalls hornblendisiert, so daß die Hornblende die Hälfte oder auch nur ein Eckchen des Pyroxenindividuums einnimmt.

Amphibolisierung des Pyroxens ist also bei Eklogiten und Amphiboliten ein so weitverbreiteter Vorgang, daß er fast zu den regelmäßigen Erscheinungen gerechnet werden muß.

Digitized by Google

III. Kelyphit-Amphibolite.

I. Vorkommen.

Mit dem Kelyphitamphibolit treten wir in die Reihe der pyroxenfreien Amphibolite ein. Unter seinen Akzessorien wird zwar ganz vereinzelt noch hier und da ein Individuum dieser Mineralgruppe gefunden, aber es ist stets stark angegriffen, zum großen Teil durch Hornblende verdrängt und trägt den Charakter eines schlecht erhaltenen Restes aus einem früheren Gleichgewichtszustande.

Die Kelyphitamphibolite schließen sich an den Typus II an, mit welchem sie durch Übergangsstadien verknüpft sind. Die ihnen eigentümlichen Charaktere sind wieder hauptsächlich an die Hornblende gebunden, sowohl an die selbständige als an die die Granathülle bildende und an den mit ihr verwachsenen Plagioklas. Im Ötztal fehlt der Kelyphitamphibolit an keiner der studierten Lokalitäten; doch tritt er im Sulztal und in der Schutthalde am Burgstein mehr zurück, wogegen er am Burgstein (nördlicher Aufstieg) reichlich ansteht, immer in naher Verbindung mit Typus II und mit ihm in Wechsellagerung Typus I und Eklogit. Auch im Steinbruch Marberger bei Umhausen wurde er geschlagen, dort allerdings in weniger typischer Entwicklung und verbunden mit Amphiboliten von gabbroider Struktur. In vollkommenster Ausbildung bringt ihn der Wildbach, der nördlich von Aschbach am rechten Talgehänge ein gigantisches Trümmerfeld gehäuft hat. Auch in den Schuttkegeln über der Breitlehner Alpe ist er nicht selten.

Außer den Ötztaler Vorkommnissen kenne ich Kelyphitamphibolit aus eigener Anschauung noch aus dem Mont Blanc-Gebiete und aus dem Schwarzwalde.

In der Literatur wird er vielfach erwähnt und beschrieben; von Becke (6) aus dem Waldviertel und von Schalch (18) aus dem Schwarzwalde. Drasche (2) kennt ihn als Begleiter der Eklogite des Fichtelgebirges; Holland (34) aus dem Himalaya. Letzterer glaubt, daß er aus einem ursprünglich Pyroxen- und Plagioklas führenden Gestein hervorgegangen ist, das durch Hornblendisierung des Augitminerals zu Hornblendeschiefer geworden ist. Der Kelyphitkranz um den Granat besteht nach ihm aus zwei Zonen, einer inneren, welche aus Hornblende-Plagioklas und einer äußeren, welche aus Magnetit besteht. Der Kelyphitring ist nach ihm ein Übergangs-

Digitized by Google

stadium des Pyroxens in Granat; derselbe soll auf Kosten der aus dem ersteren hervorgegangenen Hornblende wachsen. In einem Gerölle bei Hrubschitz in Mähren beobachtete Barvir (14) eine aus zwei Zonen bestehende Umhüllung des Granats. Die innere Zone besteht aus stengeligem, radial gestelltem Diopsid und Plagioklas, die äußere aus Hornblende und Plagioklas. Die Grenze der äußeren Zone ist rhombendodekaëdrisch, woraus Barvir auf eine Umwandlung des Granats schließt, wobei Magneteisen ausgeschieden und Quarz verbraucht wird, denn die Einschlüsse des letzteren Minerals verschwinden im Kelyphitring. Nach Dathe (17) steht am Elbersbach bei Waldheim ein „Eklogit" (Granatamphibolit) an, um dessen Granaten sich grüne, zungenförmige Blättchen gruppieren, die Dathe für Chlorit hält, vermischt mit Magnesiaglimmer. Diese Zone ist nach dem Verfasser ein Umwandlungsprodukt des Granats.

Die Hauptbestandteile des Kelyphitamphibolits sind grüne Hornblende, Granat und Plagioklas. Farbloser Amphibol fehlt vollständig. Akzessorien sind Quarz, Epidot, Zoisit, Pyroxen, Biotit, Apatit, Rutil, Titanit, Magnetit, Pyrit und Kalkspat.

2. Vergleich mit Typus I und II der Eklogit-Amphibolite.

Die für den Kelyphitamphibolit charakteristische Struktur ist hauptsächlich an die grüne Hornblende gebunden. Durch sie erscheint er wesentlich als Fortentwicklung des obigen Typus II, indem der dort fast überall noch vorhandene Omphazit vollständig durch ganz phaneromere mikropegmatitartige Verwachsungen von Hornblende und Plagioklas ersetzt ist, während diese Verwachsungen dort nur Randzonen um den Pyroxen bildeten. (Tafel IV, Figur 5.) Hauptsächlich unterscheidend ist die meist streng radiale Anordnung der Umhüllungszone des Granats, die bei den Eklogitamphiboliten unorientiert und körnig und nur manchmal mit geringer Tendenz nach zentrischer Entwicklung auftrat. Von den Eklogitamphiboliten vom Typus I, bei welchen die Omphazitkerne sehr oft auch schon ganz oder nahezu ganz ersetzt waren, ist der Kelyphitamphibolit durch die viel gröbere Entwicklung der diablastischen Struktur unterschieden; die Grundmasse erscheint makroskopisch überall dunkelgrün; der nephritische Habitus fehlt. Farblose Hornblende fehlt stets. Eisenerz ist immer sehr reichlich im Gesteine verteilt, dessen Entstehung durch diese Regelmäßigkeit an ein gewisses Eisen-

Digitized by Google

quantum gebunden scheint. Die Art der Abweichungen von den vorigen Typen, besonders der Kelyphit, machen es unwahrscheinlich, daß es sich um eine wirkliche Herausbildung des einen Gesteins aus dem anderen handelt, als vielmehr um die vollkommenere Entfaltung einer einmal vorhandenen Tendenz unter günstigeren Entwicklungsbedingungen. Die Übergangsglieder zwischen allen Arten sind damit wohl vereinbar.

3. Makroskopisches Bild des Kelyphitamphibolits.

Auch makroskopisch schließen sich die Kelyphitamphibolite eng an den 2. Typus der Eklogitamphibolite an. Es sind dunkelgraugrüne bis schwarzgrüne, massige oder undeutlich geschieferte Gesteine von feinem bis mittlerem Korn. Der porphyrartige Charakter ist um so weniger ausgesprochen, je gröber die diablastischen Strukturen sind und je mehr körnige Hornblenden und Plagioklase vorherrschen; denn umsoweniger erscheint das Grundgewebe grundmassenartig. Die Stellen feiner, verwachsener Komplexe sind makroskopisch durch ihre graugrüne Farbe und ihr dichteres Gefüge erkennbar. Die Größe des Granates wechselt stark. Gewöhnlich geht sie nicht über Hirsekorngröße, doch wurden bei Aschbach und auf den Breitlehneralpen Varietäten mit erbsengroßen Granaten gefunden. Der Kelyphitkranz ist immer dunkler als seine äußere Umgebung, tritt aber nicht auffällig hervor. Manchmal erscheint die innerste, plagioklasreiche Zone als weißer Ring. Wenn die Granaten zum größten Teil aufgezehrt sind, tritt an ihre Stelle ein dunkelgrüner, rundlicher Flecken.

4. Mineralbestand.

a) Die Hornblende.

Die Hornblende ist auch in den Kelyphitamphiboliten nicht eine fest abgegrenzte Art. Dunklere und hellere Abstufungen kommen vor, bei welchen zugleich wieder die Auslöschungsschiefe mit der Farbintensität zu-, die Doppelbrechung aber abnimmt. (Hellste 20°, dunkelste 26°, Auslöschungsschiefe auf 010; γ-$\alpha = 0{\cdot}024$ bei der hellsten, 0·019 bei der dunkelsten.) Die Verteilung der verschiedenen Hornblenden ist so, daß sie in einem Vorkommnisse entweder gemischt auftreten oder so, daß eine dunklere Zone einen helleren Kern umsäumt. Dies letztere gilt natürlich nur für die körnige Hornblende, die in den

Digitized by Google

Kelyphitamphiboliten neben der diablastischen oft reichlich erscheint, oft aber auch ganz fehlt. Die Körner sind ganz ohne eigene Form, gebuchtet und gelappt. Zuweilen ist eine größere Hornblende von kleineren Stengelchen umgeben, die mit ihr zugleich auslöschen. Es sieht dann aus, als ob sie sich von ihr losgelöst hätten. Es ist dies schon eine Übergangsform zur diablastischen Hornblende, ebenso wie das Auftreten einer Anzahl kurzer Leistchen, die einander parallel liegen und sich in der Längsrichtung ablösen. Sie erscheinen auf ihrem grauen Plagioklasuntergrund regelmäßig geordnet und haben wie dieser einheitliche Auslöschung. Das Ganze wirkt wie ein nach den Spaltrissen auseinander gefallener Hornblendekrystall, ist aber eine gröbere Art poikilitischer Verwachsung. In dieselbe Kategorie gehören größere Hornblendekörner, welche reichlich durchlöchert erscheinen. Die Löcher sind mit Plagioklas erfüllt, der auch einheitlich auslöscht. Die eigentlichen mikrodiablastischen Strukturen bestehen meist in netzartigen Gebilden; die Maschen sind von Hornblende,

die Lücken von Plagioklas gebildet. Schalch (18) nennt diese Ausbildungsweise treffend Retikularstruktur. Ein solcher netzartiger, einheitlich auslöschender Komplex wird gegen seine Ränder hin gewöhnlich grobmaschiger und ist dadurch oder durch größere Hornblenden und andere Mineralkörner vom nächsten getrennt. Daneben erscheinen strauchartige Verzweigungen der grünen Hornblende, Verflechtungen nach nebenstehendem Schema, parallele Aneinanderlagerung von geraden oder gebogenen Leistchen, die sehr an die mikropegmatitischen Verwachsungen von Quarz und Feldspat in sauren Eruptivgesteinen erinnern. Auch Ausstrahlung von einem idealen Zentrum aus, Ocellarstruktur (Schalch) kommt vor. Außer der Hornblende verwächst auch Biotit zuweilen in solcher Weise mit Plagioklas, daneben Hornblende mit Quarz und ganz selten Hornblende mit Epidot. Nach Schalch (18) nimmt in Schwarzwälder-Amphiboliten auch Pyroxen an der Retikularstruktur teil. Die Feinheit der Ausbildung bleibt im allgemeinen in demselben Vorkommnis konstant, doch kommt auch in demselben Schliff Wechsel sehr feiner, fast nephritartiger Stellen mit viel gröberen vor.

Digitized by Google

b) Der Granat.

Der Granat unterscheidet sich in seinem optischen Verhalten nicht von dem der früher beschriebenen Gesteine. Die hier wenig auffallend zentral gehäuften Einschlüsse sind meist Epidot und Rutil. Der Granat tritt einsprenglingsartig einzeln, seltener zu Häufchen oder Streifen aggregiert auf. Die früher beschriebene schachbrettartige Klüftung kommt in stark parallel struierten Varietäten (Burgstein) vor in Stücken, wo sie sich auch am Quarz findet. (Tafel V, Fig. 10.) Die interessanteste Erscheinung am Granat ist die ihn umgebende Kelyphitzone.

α) Kelyphit.

Kelyphitische Bildungen wurden zuerst um Pyrop von H. Müller im Serpentin von Greifendorf in Sachsen beobachtet. Sehr bald erregte diese Erscheinung das Interesse verschiedener Forscher umsomehr, da sie sich um die Granaten der Serpentine verschiedener Lokalitäten wiederfand. Der Kelyphit um den Pyrop im Serpentin und die Entwicklungsgeschichte seiner Erkenntnis sind in der schönen Arbeit von J. Mrha (37) behandelt. Der Verfasser erklärt die Erscheinung als Produkt einer Wechselwirkung des Pyrop mit dem ihn ursprünglich umgebenden Olivin.

Außer in Serpentinen werden kelyphitische Bildungen noch in verschiedenen Gesteinen wahrgenommen, die aber immer zu den Gabbro und deren Verwandten gehören. Nur Don Federico Chiavas berichtet von umkränzten Granaten im Chiastolithschiefer von Mara, Provinz Malaga. In den Eruptivgesteinen sind es bekanntlich Olivin, Granat, Feldspat und Magnetit, um welche Kelyphit vorkommt. Nach allen Beobachtungen liegt stets Wechselwirkung des umhüllten Minerals mit dem angrenzenden vor, ganz analog wie bei den Serpentinen und auch in den Amphiboliten. Die Kelyphitmineralien gehören stets der Amphibol- und Pyroxengruppe an, zuweilen mit Feldspat als Zwischensubstanz, dazu Spinellide.

Unter den krystallinen Schiefern sind Granatamphibolite und manchmal eklogitische Übergangsformen allein durch Kelyphitbildung ausgezeichnet. Becke (6) beschreibt Kelyphit aus den Granatamphiboliten von Dürnstein-Waldhütten und von der Palwies bei Großmotten. Die Rinde ist aus radialer grüner Hornblende, Feldspat und Quarz gebildet. Er hielt den Granat nur für Krystalli-

Digitized by Google

sationszentrum und glaubte, daß der Kelyphit jene Stellen bedeute, wo die Krystallisation begann.

Dieselben Mineralien bilden die Granatumhüllungen in den von Schalch beschriebenen Amphiboliten des Schwarzwaldes. Auch dieser Verfasser glaubt, daß das Kernmineral nur als Strukturzentrum fungiert. In der Literatur werden, soweit mir bekannt geworden ist, nur zweimal nach dem Mineralbestand abweichende Kelyphitbildungen in krystallinen Schiefern angeführt. Pelikan (71) berichtet von einem aus Augit, Biotit, Apatit, Granat, Chlorit und Erz bestehenden Gestein (sogenanntem Diorit), daß es eine Pseudomorphose von Granat nach Augit enthalte, welche in einem zweizonigen Ring beginne. Die innere Zone bestehe aus einem unbestimmten, doppelbrechenden Mineral, die äußere aus Granat. Bei Hrubschitz nimmt, wie schon früher berichtet, nach Barvir neben den oben erwähnten Mineralien noch Diopsid am Kelyphit teil, und zwar in der inneren Zone.

Der Kelyphit aller Ötztaler Kelyphitamphibolite setzt sich gewöhnlich nur aus grüner Hornblende, Plagioklas und Magnetit zusammen; zuweilen mischen sich noch vereinzelte Biotitblättchen, Quarz und Epidotkörnchen bei und sehr selten vertritt der Biotit die Hornblende ganz. Um den scharf, aber meist nicht krystallographisch begrenzten Granatkern schließt sich eine Zone radial gestellter, zum Teil verästelter Hornblendeleistchen, die oft so dicht ist, daß kein Zwischenmineral erkennbar wird, oft aber auch loser erscheint, so daß die eingeklemmten Plagioklase faßbar werden. Auf diese radiale Leistenzone folgt meist ein Kranz schwarzer Magnetitkörner, dann ein Ring von Hornblendekörnern. Manchmal wiederholt sich diese Folge zwei- oder selbst dreimal; oft aber auch ist sie nicht regelmäßig; eine der Zonen kann ausfallen oder Stengel und Körner können sich vermischen, so daß dann nur eine einzige, gemischte Zone den Granat umgibt. Wenn, wie in einem Block von Aschbach, ein ganz kleiner Granatkern von einer sehr breiten, verzweigten, sehr feinen stengeligen Zone umgeben ist, in welche nur wenige und kleine Körnchen eingestreut sind, ist die formale Gleichheit der Erscheinung mit dem typischen Kelyphit im Serpentin der Reutmühle im Waldviertel eine fast vollkommene. (Tafel IV, Fig. 6.) Ganz ähnliche Bildungen, wie die äußere Hülle, erfüllen nun auch die Risse im Granat. In der Mitte des Risses zieht sich ein Band

Digitized by Google

von Magnetitkörnern durch, dem zu beiden Seiten, normal zum Kluftrand stehend, Hornblendestäbchen angereiht sind, gedrängter oder lockerer gestellt und demnach mit mehr oder weniger Plagioklas als Füllmasse. (Tafel V, Fig. 7.) Das Bild erinnert an die von Klüften aus sich serpentinisierenden Olivine oder an die beginnenden Pseudomorphosen von Cordierit nach Pinit. Ob nun auch diese echt kelyphitische Form der Hornblendemäntel eine beginnende Pseudomorphose ist in demselben Sinne wie die kompakten Hornblenderinge um den Granat der Eklogitamphibolite, läßt sich insofern nicht mit absoluter Sicherheit entscheiden, als eben eine vollkommene Ersetzung des Granats durch radiale Hornblende und Feldspat nirgend konstatiert wurde. Vielleicht bedeuten jene oben erwähnten zentrischen Verwachsungen dieser beiden Mineralien mit idealem Mittelpunkt frühere Granaten, denn in einem Präparate vom Burgstein finden sich solche Formen zuweilen mit einem ganz kleinen Granatrestchen in der Mitte, zuweilen ohne dies. Freilich bleibt es im letzteren Falle zweifelhaft, ob es sich nicht um Schnitte handelt, welche nur durch den Kelyphitring gingen, den Granat aber nicht mehr trafen. Doch nimmt die Breite des Hofes in der Regel mit der Kleinheit des zentralen Kornes zu; dies spricht dafür, daß letzteres tatsächlich verschwunden ist.

Dafür also, daß sich der Kelyphitring auf Kosten des Granats entwickelt, sprechen folgende Beobachtungen:

1. Im allgemeinen wächst die Hülle proportional dem Kleinerwerden des Granatkerns.

2. An vielen Stellen frißt sich das Leistenaggregat in tiefen Einbuchtungen in den Granat hinein.

3. Bei rissigen Granaten liegen nur mehr kleine Reste des Minerals in dem von der äußeren Hülle und den innern Spaltenausfüllungen gebildeten Hornblende-Plagioklas-Magnetitkomplex.

4. Es existieren Übergänge von jenen ganz kompakten Hornblenderingen der Eklogitamphibolite, die, wie wir sahen, sich oft bis zur vollkommenen Verdrängung des Granats verbreitern, zu der radialstengeligen Hüllenform.

Doch handelt es sich auch hier wohl nicht um einfache Pseudomorphose. Wir haben schon bei den Eklogitamphiboliten gesehen, daß bei vollständig oder fast vollständig verdrängtem Granat nur die äußerste Zone reine Hornblende ist, daß sich aber innerhalb

Digitized by Google

dieser Zone immer noch andere Mineralien, besonders Feldspat und Epidot der Pseudomorphose beimengen und haben aus der Form der Hülle geschlossen, daß besonders sie unter Mitwirkung der anliegenden Substanzen zustande kommt, also „reaktionrim" sei. Wahrscheinlich ist das innere Gemisch vielmehr dem Granat allein zuzuschreiben; fremde Substanzen können schwerer in die Mitte eindringen. Bei den Kelyphiten nun in vollkommenster Entwicklung geht das gleiche zentrisch angeordnete Mineralaggregat bis zum innersten Granatkern; aber es setzt sich im wesentlichen aus denselben Substanzen zusammen, welche auch die Grundmasse bilden. Die Stoffmischung scheint in diesem Gesteinstypus eine viel weitergehende zu sein, die Umkrystallisation eine vollendetere. In dem Zwischending zwischen Pseudomorphose und Perimorphose mag sich die Wagschale öfter zu Gunsten der letzteren neigen. Wo die Formen sich mehr der kompakten Hülle nähern, finden sich denn auch, wie bei den Pseudomorphosen der Eklogitamphibolite, fremde Mineralien hauptsächlich nach innen den Kelyphitsubstanzen beigemengt.

Aber rein zentrische Strukturformen sind die Kelyphitkränze, wenigstens in den Ötztaler Amphiboliten nicht. Sie können darum auch nicht als Erstlinge der Krystallisation gelten, sondern sie sind wahrscheinlich mit den diablastischen Strukturen auf eine Stufe zu stellen: „Umkrystallisation von Mineralien im eingeengten Raum", durch veränderte Existenzbedingungen und Verschiebung ihrer Gleichgewichtslage. Damit stimmt schön die Beobachtung überein, daß echter Kelyphit nur in Amphiboliten mit mikrodiablastischer Struktur vorkommt.

β) Andere Umwandlungsprodukte des Granats.

In manchen Kelyphitamphiboliten, besonders am Burgstein, zeigt sich schon makroskopisch um den Granat ein schmälerer oder breiterer, weißlicher Ring, der dann von einer dunkleren Zone umgeben ist. Die Hornblende bildet in diesen Varietäten niemals feinere Verwachsungen. Unter dem Mikroskop enthüllt sich der weiße Kranz als Gemenge von fetzigen, sehr kleinen Plagioklaskörnchen, vermischt mit richtungslos gelagerten Biotitblättchen. Die Granatgrenze ist meist zackig oder buchtig und wie zerfressen. (Tafel V, Fig. 8.) Auf den hellen Ring folgt nach außen eine Magnetitkörnerzone, dann ein Hornblendekörnerkranz. Diesem sind oft lappige Biotite bei-

Digitized by Google

gemischt, dem innersten weißen Kranz vereinzelte Quarzkörnchen. Die Risse im Granat sind stets auf die pag. 537 beschriebene kelyphitische Art mit Hornblende, Plagioklas und Magnetit erfüllt. Auch der helle Ring scheint eine beginnende Pseudomorphose zu sein, denn er wird breiter mit dem Kleinerwerden des Granatkorns, von welchem manchmal nur mehr kleine, unzusammenhängende Reste vorhanden sind. Zuweilen ist sogar an die Stelle des Granats ein weißer Fleck getreten, der aus einem Aggregat feiner Plagioklaskörnchen mit eingestreuten Biotitfetzchen, Quarzpartikelchen und mit in starken Farben polarisierenden Epidotsplittern besteht. Letztere und vielleicht auch die Quarze können erhalten gebliebene Einschlüsse sein; der Granat führt sie überall ziemlich reichlich.

Cathrein (15) beschreibt eine ähnliche Pseudomorphose von Plagioklas und Epidot nach Granat aus den Tiroler Zentralalpen und weist auf dem Wege der Analyse nach, daß es sich dabei um Oligoklas handelt. Bei der geringen Zahl dieser Art der Pseudomorphosen und bei der Schwierigkeit der Beschaffung reinen Materials war eine mechanische analytische Behandlung aussichtslos. Auch die optische Diagnose bietet große Schwierigkeiten, da die Formen ganz ohne krystallographische Umrisse sind, die Spaltbarkeit fast überall fehlt und die Zwillingsstreifung, in den seltenen Fällen, wo sie auftritt, unscharf und schattenhaft ist, so daß von einer näheren Bestimmung des Minerals leider abgesehen werden mußte.

Eine dritte Art von Pseudomorphose, welche den Granat betrifft, wurde ebenfalls in einigen Burgsteiner Kelyphitamphiboliten gefunden. Granaten mit ganz zerbröckeltem und zerfressenem Rand waren von einer bräunlichen, staubartigen Zone umgeben, aus welcher öfter ein Körnchen mit hoher chromatischer Polarisation hervorsticht. Diese Körnchen gehen so in die feineren, staubartigen Partikel über, daß an ihrer Identität mit diesen kaum gezweifelt werden kann. Die hohe Licht- und Doppelbrechung und die schwach bräunlich grüne Eigenfarbe charakterisieren das Mineral genügend als Epidot.

Diese drei Arten der Granatumwandlung sind nicht an getrennte Vorkommnisse gebunden, sondern können nahe nebeneinander, selbst in ein und demselben Schliff beobachtet werden. Wir haben sogar gesehen, daß eine Doppelzone von Magnetit und Hornblende die Plagioklas-Biotit-Pseudomorphose umgibt. Diese Verschiedenartigkeit des Endproduktes beim gleichen Ausgangsmaterial und bei gleichen

Digitized by Google

äußeren physischen Einflüssen erklärt sich vielleicht am einfachsten durch die Annahme, es möchten lokal verschiedenartige Lösungen auf den Granat eingewirkt haben.

c) Der Plagioklas.

Die Bestimmung des Plagioklases bietet sehr große Schwierigkeiten; denn er ist fast überall nur als Füllmasse zwischen die übrigen Mineralien geklemmt, so daß er das gleichmäßig graue Grundgewebe eines Teppichs bildet, in welches alle andern Substanzen das Muster zeichnen und fast nie durch Spaltbarkeit oder Zwillingsbildung oder auch nur durch die geringste Tendenz zu eigener Umgrenzung, irgendwie individualisiert, erscheint. Andeutungen eines Kornes sind nur durch die einheitliche Auslöschung gewisser mit Hornblende verwachsener Strecken gegeben. Man würde das Grundgewebe für Quarz halten, denn es ist überall frisch und klar und durchsichtig, wenn nicht die Uhrzeigerdrehung des Schattens der optischen Achsenebene und eine doch zuweilen bemerkbare unsichere Zwillingslamellierung die Feldspatnatur des Minerals unzweifelhaft machten. Wo Quarz angrenzt, also ein Vergleich der Lichtbrechung möglich wird, erscheint er stärker oder gleich lichtbrechend. Die größte gemessene Auslöschungsschiefe betrug 16°, die geringste 5°. In einem Schliff von Aschbach gelang es, drei annähernd symmetrisch auslöschende Körner zu finden mit den Größen $\left.\begin{matrix}10\\12\end{matrix}\right\}$ $11°$, $\left.\begin{matrix}13\\13\end{matrix}\right\}$ $13°$, $\left.\begin{matrix}8\\12\end{matrix}\right\}$ $10°$. Die optischen Merkmale lassen also auf Oligoklasandesin schließen.

d) Pyroxen.

Pyroxen wurde bei den Kelyphitamphiboliten nur in zwei Vorkommnissen beobachtet, in einem Stück vom nördlichen Aufstieg zum Burgstein und in einem von Umhausen. In beiden tritt er als große, kurze Säulen vom Habitus der Gabbropyroxene auf; bei Umhausen war er so von Hornblende nach allen Richtungen durchwachsen, daß der Pyroxen mehr als Füllmasse zwischen den Amphibolen erschien; am Burgstein zeigte er sich in körniger Auflösung und Übergang in Hornblende begriffen. Im Umhauser Präparate wurde ein seitliches Pinakoid gefunden und die Auslöschungsschiefe $c:c$ auf (010) zu 45° gemessen; $\gamma-\alpha$ betrug 0·022, was auf Augit

Digitized by Google

hinweist. Wahrscheinlich sind Pyroxene in den Kelyphitamphiboliten Reste aus einer früheren Periode der Gesteinsgeschichte.

e) Der Biotit.

Der Biotit kann in den Kelyphitamphiboliten ganz fehlen oder aber ziemlich reichlich vorhanden sein. Wir haben ihn schon in den hellen Pseudomorphosen nach Granat und als Teilnehmer am Kelyphit kennen gelernt. Außerdem vertritt er in wenigen Vorkommnissen die Hornblende in ihren Verwachsungen mit Plagioklas und nimmt dabei die oben beschriebenen Formen dieses Minerals an. Manchmal umhüllen die biegsamen Biotitblättchen den Granat oder seine Pseudomorphosen. In einem Block von Aschbach ist Biotit mit den größeren Hornblendekörnern so verwachsen, daß zu beiden Seiten der Spaltrisse derselben schmale Lamellen des Glimmers erscheinen. Wahrscheinlich geht hier die Hornblende in den Biotit über. Dieser ist überall stark pleochroitisch, tiefbraun bei Schwingungen parallel der Spaltbarkeit, licht ledergelb bei denen senkrecht dazu. Der optische Achsenwinkel ist sehr klein. Chloritisierung des Biotits wurde öfter, auch in sonst ziemlich frischen Stücken beobachtet.

f) Der Quarz.

Quarz kommt in allen Kelyphitamphiboliten in schwankender Menge vor. Sein Auftreten ist genau wie bei den Eklogitamphiboliten; auch die grüne Umrandung fehlt selten.

g) Der Apatit.

Apatit wurde nur in einem Block von Aschbach und bei Umhausen gefunden. Er kommt in großen, knolligen, länglichen Körnern vor, reichlich in der diablastischen Grundmasse verstreut.

h) Epidot und Zoisit.

Der Epidot erscheint gewöhnlich sehr reichlich in großen, länglichen, farblosen Körnern. In einigen Varietäten des Burgsteins fehlt er fast ganz und wird durch Zoisit vertreten, der eine ganz eigentümliche Ausbildungsweise besitzt. Lange schlanke Säulchen treten zu dreien oder mehreren zu besenartigen Gebilden zusammen, mit welchen dann der ganze Schliff übersät erscheint.

i) Rutil und Titanit.

Der Rutil tritt, wie in den früher beschriebenen Typen, stets mit Erz verbunden auf. Nur ist in den Kelyphitamphiboliten diese

Digitized by Google

Verbindung stets von einem schmäleren oder breiteren Titanitring umgeben, der sich offenbar aus ihnen herausbildet. Titanit in der bekannten Briefkuvertform erscheint seltener auch für sich.

k) Erze.

Die Erze sind dieselben wie in den Eklogitamphiboliten: Magnetit und Pyrit. Der schönen bandartigen Anordnung des Magneteisens als Ausscheidungsprodukt des Granats in dessen Rissen und seines Anteils am Kelyphit haben wir schon früher gedacht. Sonst sind die Körner beider Erze gleichmäßig im ganzen Gestein verteilt. Der Magnetit zeigt zuweilen ein schmales Hornblenderändchen, das auch hier und da um den Rutil beobachtet wurde.

Eine Reihenfolge der Mineralien nach der Güte ihrer Formenentwicklung läßt sich für die Kelyphitamphibolite kaum aufstellen, da alle Gemengteile unselbständig in der Form sind, mit Ausnahme mancher Titanit- und Rutilkörner und selbst der krystallisationskräftige Granat durch den Kelyphitring stets randlich zerhackt und zerfressen erscheint.

5. Chemismus des Kelyphitamphibolits.

Zur Analyse wurde ein Stück von Umhausen verwendet. Sie ergab folgende Werte:

	Sodaaufschlüsse	Flußsäureaufschlüsse		Mittel
SiO_2	48·29	—		48·29
TiO_2	1·78	1·79		1·79
Al_2O_3	13·99	13·89		13·94
Fe_2O_3	9·57	9·65		9·61
FeO	—	—	4·20	4·20
CaO	9·18	9·19		9·18
MgO	6·80	—		6·80
K_2O	—	1·00		1·00
Na_2O	—	3·54		3·54
H_2O unter 110°			0·10	0·10
H_2O über 110°			1·29	1·29
				99·74

Spezifisches Gewicht 3·131.

Die chemische Zusammensetzung des Kelyphitamphibolits zeigt danach keine wesentlichen Abweichungen von derjenigen der früher behandelten Gesteine.

Digitized by Google

6. Entstehung des Kelyphitamphibolits.

Je weiter sich unsere Gesteinstypen nach Struktur und Mineralbestand von den Eklogiten entfernen, desto seltener und undeutlicher erscheinen kataklastische Phänomene. In den Kelyphitamphiboliten wird nur noch zuweilen eine schwach undulös auslöschende Hornblende gefunden; die Herstellung des neuen Gleichgewichtszustandes, welche die Entstehung des Gesteins veranlaßte, geschah fast vollkommen durch Umkrystallisation. Darin besonders unterscheidet sich der Kelyphitamphibolit vom Typus II der Eklogitamphibolite, daß die Umkrystallisation eine vollkommenere, allgemeinere und intensivere war; das Gestein ist nach Mineralbestand und Struktur das geworden, wonach jener Typus II nur tendiert. Der bei der Entstehung der Kelyphitamphibolite wirksame Druck muß sich dem hydrostatischen mehr oder weniger genähert haben, denn mikropegmatitische Verwachsungen sind nicht wohl anders denkbar. Das Gestein ist in seiner schönsten Ausbildung massig und die Paralleltextur tritt nicht durch Schieferung hervor, sondern, wo sie erscheint, gibt sie sich durch schlierige Streckung der diablastischen Komplexe zu erkennen, die dann oft den Granat bogenförmig umziehen. Die Epidote, Zoisite und körnige Hornblende haben dann ihre längste Erstreckung nach einer Richtung, aber niemals so regelmäßig und ausgesprochen wie in typischen Schiefern.

Der Mineralbestand der Kelyphitamphibolite weicht wenig von dem des obigen Typus II ab, so daß sie in Bezug auf die Bildungszone des Gesteins zu denselben Betrachtungen Veranlassung geben, wie dort die Neubildungen: Durchwegs Komponenten mit größerem spez. Volumen und, so weit sich dies beurteilen läßt, größerer positiver Wärmetönung als die ursprünglichen. Der Rutil, welcher sonst als Überläufer gilt, scheint hier nicht haltbar zu sein, da er vielfach durch Titanit vertreten wird.

7. Kelyphitamphibolite anderer Lokalitäten.

a) Mont Blanc-Gebiet.

Ein Gestein dieser Art ist von Duparc und Mrazec (19) untersucht worden. Da aber die Autoren gerade auf die strukturellen Eigentümlichkeiten wenig Gewicht legten, mag eine kurze Beschreibung gerechtfertigt sein. Wegen seiner engen Verbindung mit den Eklogiten,

Digitized by Google

welche über den Pétoudes anstehen, wird das Gestein von den Verfassern zu diesen gezählt, obgleich es nur sehr wenig Pyroxen führt, der bis auf geringe Reste z. T. auf uralitische Weise in Hornblende übergegangen scheint. In dem mir zur Verfügung stehenden Schliff (Nr. 38 aus der Duparcschen Sammlung von Voigt & Hochgesang) erreicht die mikrodiablastische Struktur als Verwachsung von Hornblende und Plagioklas ihre vollkommenste Ausbildung. An manchen Stellen glaubt man einen mikroskopischen Schriftgranit vor sich zu sehen, nur daß die verwachsenen Mineralien andere sind; wieder an anderen Stellen erscheinen ganze Bäumchen von Hornblende mit Stamm, Ästen und Zweigen, die sich von dem farblosen Plagioklasuntergrund scharf abheben.[1]) Zwischenliegende Pyroxenreste zeigen deutlich, daß das Ursprungsgestein ein Pyroxengestein gewesen ist, dessen Amphibolitisierung mit Zerfaserung jenes Minerals vor sich gegangen ist. Der Pyroxen charakterisiert sich durch blaßgrüne Farbe, eine Auslöschungsschiefe von 43° auf (010) hohe Doppelbrechung und kleinen optischen Achsenwinkel, scheint also zum Omphazit zu gehören. Die Hornblende hat in dem von mir untersuchten Schliff nicht das typische Blaugrün bei Schwingungen $\parallel c$ der Ötztaler Vorkommnisse, sondern ist blaßgelbgrün und sehr wenig pleochroitisch. Doch sollen nach Duparc die nächsten und ganz verwandten Vorkommnisse jene bläulichgrüne Hornblende führen. Die Doppelbrechung der gelblichgrünen Hornblende ist schwach ($\gamma\text{-}\alpha = 0{\cdot}020$), die Auslöschungsschiefe steigt nicht über 20°.[2]) Die bei den Ötztaler Hornblenden beobachtete Regel, daß die Doppelbrechung mit der Abnahme der Eigenfarbe wächst, trifft hier nicht zu. Der Granat, mikroskopisch fast farblos, ist besonders zentral sehr einschlußreich. Die Einschlüsse sind Pyroxen, Plagioklas, Rutil, Titaneisen, Quarz und Hornblende. Die Kelyphitbildung ist undeutlich. Zunächst um den Granat erscheint eine Zone von Plagioklas von annähernd radial gestellten Hornblendeleistchen spärlich durchsetzt, die von der körnigen Hornblende einer wenig ausgesprochenen, in das übrige Gesteinsgewebe übergehenden Körnerzone auszusprossen scheinen. Duparc konstatiert eine bräunliche Hornblende um und besonders in den Rissen des Granats, die er Kelyphit nennt. In meinem Präparate

[1]) Nicht selten durchquert die Spaltbarkeit das ganze Bäumchen.

[2]) Während die blaugrüne Hornblende dieser Gesteine mit 22° auslöscht und $\gamma\text{-}\alpha = 0{\cdot}023$ hat.

Digitized by Google

unterschied sich die dem Granat benachbarte Hornblende nicht von der des Grundgewebes. Überall zeigt sie sich fleckig in bräunlich und grün, wobei die braunen Stellen an die Nähe eines eisenreichen Minerals gebunden sind und daher besonders bei den Erzen vorkommen. Die mikropegmatitisch verwachsene Hornblende geht in der schon bei den Ötztaler Kelyphitamphiboliten beschriebenen Weise in körnige über. Auch der übrige Mineralbestand des Gesteins von Pétoudes fällt mit dem der Ötztaler Lokalitäten zusammen. Doch fehlen die Glieder der Epidotgruppe fast ganz. Duparc und Mrazec bestimmten die Plagioklase als $Ab_2 An_1$ — $Ab_3 An_2$. Von mir wurden in der Zone $\perp$ (010) folgende symmetrische Auslöschungsschiefen gemessen

$$\left.\begin{matrix}25\\28\end{matrix}\right\} 26{\cdot}5^0 \quad \left.\begin{matrix}29\\29\end{matrix}\right\} 29^0 \quad \left.\begin{matrix}28\\28\end{matrix}\right\} 28^0 \quad \left.\begin{matrix}19\\20\end{matrix}\right\} 19{\cdot}5^0 \quad \left.\begin{matrix}17\\19\end{matrix}\right\} 18^0$$

Zahlen, die für Labrador sprechen. Die Analyse des Gesteins ergab gabbroiden Chemismus. Die Struktur geht zuweilen sehr deutlich von der diablastischen in die gabbroide über.

b) Kelyphitamphibolit aus dem Schwarzwalde.

Dieses Gestein stammt von einem losen Block unter dem Amphibolitköpfchen, das hinter der Huberschen Säge im Maisachtal mit steiler Böschung aus dem gleichmäßigen sanften Gehänge der langgestreckten, ausgeglichenen Bergzüge des Renchgneises emporragt. Zu den Kelyphitamphiboliten wird das Gestein weniger wegen der Granatumrandungen gestellt (die meist undeutlich sind, wie bei obigem Mont Blanc-Gestein und aus einer inneren Plagioklaszone bestehen, in welche die angrenzenden Hornblendekörner spärliche Zotten aussenden), sondern wegen seiner schönen, mikrodiablastischen Struktur. Eine Proportionalität der sehr kleinen Granaten mit der Breite des Hofes macht sich nirgends geltend, so daß Schalchs (18) Auffassung der Erscheinung als einfacher zentrischer Struktur sehr begreiflich ist. Vielleicht handelt es sich aber trotzdem auch hier um eine Kombination von Pseudo- und Perimorphose, wobei der Anteil der letzteren nur stark überwiegt. Die mikropegmatitischen Verwachsungen mit Plagioklas erinnern „an die Aggregationsformen der Eisblumen".[1]) Der Mineralbestand dieses Schwarzwälder Kelyphitamphibolits ist sehr einfach; vorwiegend Hornblende, kleiner Granat

[1]) Übergänge in körnige Formen sind auch hier vorhanden.

Digitized by Google

von sehr wechselnder Menge in rundlichen Körnern, manchmal in Streifen angeordnet, Plagioklas als Füllmasse, Biotit, viel Magnetit, wenig Quarz und Rutil; Pyroxen wurde nicht gefunden, doch nimmt er nach Schalch nicht selten an der Eisblumenstruktur teil.

Die Farbe der Hornblende ist sehr blaß, in gelblich und bräunlichgrünen Tönen. Die Absorption ist $c > b > a$, aber wenig ins Auge fallend, die Auslöschungsschiefe auf (010) $c:c = 21°$, die Doppelbrechung ziemlich groß. Wo die Hornblende an die Erzkörner grenzt, wird sie entschieden braun, so daß erstere von einem braunen, sich allmählich verlierenden Hofe umgeben sind. Der stark pleochroitische Biotit (schokoladebraun bei Schwingungen || der Spaltbarkeit, hell gelbbraune $\perp$ dazu) tritt in sehr wechselnder Menge auf und ersetzt stellenweise die Hornblende in den diablastischen Gebilden indem er deren Form kopiert. Die Plagioklase zeigen nur sehr undeutliche, verwischte Zwillings-Lamellierung und durchwegs geringe Auslöschungsschiefe. Nach Schalchs Bestimmungen ihres spez. Gewichts in Thouletscher Lösung gehören sie zum Oligoklas-Albit. Der Chemismus des Gesteins ist der gabbroide.

IV. Gewöhnliche Amphibolite.

I. Strukturformen und makroskopischer Habitus.

Die gewöhnlichen Amphibolite zeigen eine große strukturelle Mannigfaltigkeit, so daß bei ihrer Betrachtung als zusammenfassendes Moment zuerst nur das negative Kennzeichen: Fehlen diablastischer Gebilde, in die Augen fällt. Schließlich jedoch finden sich auch hier bei großen Gruppen wiederkehrende und genetisch bedeutsame Formen, nach welchen eine Einteilung gelingt. Wir unterscheiden:

a) Amphibolite mit echter Gabbrostruktur;

b) Amphibolite, deren Gabbrostruktur durch Schieferung modifiziert wird;

c) Amphibolite, deren Gabbrostruktur durch annährend idiomorphe Entwicklung der Hornblende verdeckt ist, bei richtungslos körniger oder schieferiger Textur.

Variationen in den Typen sind gegeben durch die größere oder geringere Feinheit des Kornes oder durch das Vorherrschen von Hornblende oder Plagioklas. Zwischen allen Formen existieren Übergänge, auch durchwegs zum Kelyphitamphibolit, viel weniger aber zu den

Digitized by Google

Eklogitamphiboliten. Mit Eklogiten sind gewisse Varietäten geologisch sehr nahe und regelmäßig verknüpft, indem sie das Liegende derselben bilden; so am Burgstein.

Aber die beiden Gesteinsarten bleiben dabei doch immer scharf getrennt; nirgends wurden Übergänge beobachtet.

Mineralogisch sind die gewöhnlichen Amphibolite hauptsächlich durch das Zurücktreten des Granats charakterisiert, der in der Regel nur mehr in den Übergangsgliedern zu den Kelyphitamphiboliten reichlich erscheint. Plagioklas wird dagegen ein wesentlicher, nicht selten beinahe die Hälfte der Gesteinskomponenten ausmachender Gemengteil, freilich sehr häufig durch Zoisit oder Epidot, teilweise oder auch fast ganz, vertreten; aber das Hervorgehen dieser Mineralien aus dem Feldspat läßt sich oft überzeugend dartun. Bei den gewöhnlichen Amphiboliten, welchen jegliche Schieferung fehlt, schwankt die Farbe zwischen graugrün und tiefschwarz, je nach dem Vorherrschen oder Zurücktreten des Feldspates. Sie sind mittel- bis feinkörnig, meist von gleichmäßiger Verteilung der Gemengteile und erinnern manchmal sehr an Diorite; fleckige Varietäten, durch Aggregierung von Plagioklas und Hornblende in rundlichen Häutchen, kommen vor. Die Paralleltextur, wo sie auftritt, wird hauptsächlich durch die gleichgerichteten Lagen der Hornblendesäulchen hervorgebracht. Leichtere Ablösung nach einer Fläche ist selten deutlich. Unterstützt wird der schieferige Habitus oft dadurch, daß sich die Amphibole und Plagioklase in schmalen, sich zuweilen rasch auskeilenden Lagen anreichern, die stets in der Richtung der Hornblendeprismen gehen. Diese Lagen können aber auch ein bis mehrere Zentimeter breit werden, wodurch das Bild einer oft weithin sichtbaren Schichtung erzeugt wird. Varietäten, in welchen der Plagioklas durch Zoisit vertreten wird, sind manchmal durch Lentikulartextur schön geflammt.

a) Gewöhnliche Amphibolite mit echter Gabbrostruktur (Schalch).

Dieser Typus ist in seiner vollkommenen Entwicklung im Ötztal, wenigstens an den von mir studierten Lokalitäten, nicht häufig. Gute Beispiele wurden nur auf der Breitlehner Alpe in losen Blöcken und in dem Trümmerwerk des Murkaarbaches kurz vor Aschbach gefunden. Schalch fand die Varietät ausgezeichnet im Schwarzwalde. In sehr schöner Ausbildung kenne ich sie auch aus dem

Digitized by Google

Mont Blanc-Gebiet. Die Struktur charakterisiert sich einfach durch die für die Gabbrostruktur eigentümliche, allotriomorphe Ausbildung der Hauptgemengteile, die kompakt körnig und von ziemlich gleicher Größe des Kornes sind. Die Hornblende nähert sich insofern eigener Form, als sie meist Neigung zu prismatischer Entwicklung zeigt, wenn auch die Seitenflächen selten, die Endflächen niemals krystallographisch ausgebildet sind. (Tafel V, Figur 11.) Als Beispiel mag hier die Beschreibung einiger Schliffe folgen.

Ein typisches Vorkommnis stammt aus der Moräne des Mittelberger Ferners im Piztal. Die Hornblende zeigt den gewöhnlichen blaugrünen Ton, maximale Auslöschungsschiefe 21°; die Plagioklase sind stark angegriffen und zum großen Teil von krümligen Häufchen Epidots bedeckt, der dazwischen auch in größeren, länglichen Körnern vorkommt. Daneben ist der Plagioklas von serizitischem Glimmer durchsetzt. Für die Auslöschungsschiefe konnten in der Zone $\perp$ (010) folgende Größen gefunden werden:

$$\left.\begin{matrix}17\\15\end{matrix}\right\} 16^\circ \quad \left.\begin{matrix}13\\14\end{matrix}\right\} 13{\cdot}5^\circ \quad \left.\begin{matrix}10\\10\end{matrix}\right\} 10^\circ \quad \left.\begin{matrix}9\\10\end{matrix}\right\} 9{\cdot}5^\circ \quad \left.\begin{matrix}13\\16\end{matrix}\right\} 14{\cdot}5^\circ$$

Danach scheint der Plagioklas zum Andesin zu gehören. Als Akzessorien wurden nur große Rutilkörner mit Titanomorphit, Erze und Quarz konstatiert.

Der gabbroid struierte Amphibolit von der Breitlehner Alpe unterscheidet sich hauptsächlich durch seine kleinen, rundlichen, wasserklaren, ungestreiften Feldspäte vom vorigen. Sie sind mit reichlichem körnigen Epidot vermischt, also wahrscheinlich sekundäre Bildungen, indem ein Kalknatronfeldspat sich in Albit und Epidot umwandelte. Der Epidot ist zuweilen von Blättchen eines farblosen Glimmers umgeben. Stellenweise werden beide Mineralien durch mehlige Flecken von winzigen Plagioklastrümmerchen ersetzt. Die Hornblende gleicht der vorigen nach Form und optischem Verhalten vollständig. Rutil fehlt, Titanomorphit umkränzt Titaneisen. Quarz und Apatit sind häufig.

Der Amphibolit von Aschbach ist spärlich granatführend und weicht auch strukturell schon etwas von den vorigen Beispielen ab, indem die Hornblende weniger kompakt erscheint. Es sieht aus, als ob sie nach den Spaltrissen auseinander fiele; diese werden klaffend und füllen sich mit Plagioklas, zweifellos Anfänge einer

Digitized by Google

diablastischen Strukturform. Optisch unterscheidet sich die Hornblende nicht von der der vorigen Varietäten. Messungen der Auslöschungsschiefe der Plagioklase auf Schnitten mit symmetrisch auslöschenden Lamellen ergaben sehr verschiedene Größen:

$$\left.\begin{matrix}13\\12\end{matrix}\right\} 12{\cdot}5^\circ \quad \left.\begin{matrix}22\\20\end{matrix}\right\} 21^\circ \qquad \left.\begin{matrix}5\\7\end{matrix}\right\} 6^\circ \quad \left.\begin{matrix}7\\5\end{matrix}\right\} 6^\circ \quad \left.\begin{matrix}11\\12\end{matrix}\right\} 11{\cdot}5^\circ \quad \left.\begin{matrix}11\\9\end{matrix}\right\} 10^\circ \quad \left.\begin{matrix}24\\18\end{matrix}\right\} 21^\circ$$

Wahrscheinlich handelt es sich um Andesin-Labrador. Auch hier sind die Plagioklase stark epidotisiert und serizitisiert. Der Granat sieht ganz zerstückelt und auseinandergerissen aus und hat keine charakteristische Form. Regionenweise verschwindet die Hornblende ganz aus dem Gesteinsbilde. An ihre Stelle tritt ein brauner, stark pleochroitischer Glimmer, mit sehr kleinem optischen Achsenwinkel, aber ohne daß irgend eine Beobachtung für seine Herkunft aus der Hornblende spräche, von der er auch in der Form abweicht. Reichlicher Apatit, Titaneisen und Titanit vervollständigen den Mineralbestand.

Dem gabbroid struierten Gestein von Aschbach sehr nahe stehend ist ein Amphibolit aus Kühetai, der hier nur wegen seiner interessanten Granatpseudomorphosen Erwähnung finden soll. Die sehr blaßgrüne, wenig pleochroitische Hornblende {c : c 25° auf (010)} ist gerade wie beim vorigen Amphibolit oft mit Labrador verwachsen. Ihre Auslöschungsschiefe auf (010) = 21°. Vereinzelt erscheinen im Schliffe rundliche Häufchen eines krümeligen Zoisits mit spärlichen Epidotsplittern vermischt. Kleine, darin eingebettete Granatreste zeigen, daß hier wieder eine Pseudomorphose vorliegt. Reichliches Erz und Rutil sind die übrigen Akzessorien. Spuren von Kataklase wurden in keinem der beschriebenen Amphibolite mit echter Gabbrostruktur mit Sicherheit konstatiert.

Dasselbe gilt von den von mir studierten gabbroiden Amphiboliten des Mont Blanc-Gebietes, die schon von Duparc und Mrazec (19) unter dem Titel „Amphibolites feldspathiques" beschrieben wurden. Mir standen Schliffe der Gesteine, welche am Glacier de Taconnaz und am Glacier des Bossons anstehen, sowie eines erratischen Stückes vom Glacier des Bossons aus der Durparcschen Serie von Voigt & Hochgesang zur Verfügung. Makroskopisch sollen die Gesteine durch ihr körniges, massiges Aussehen von dioritischem Habitus sein und in Schwärmen von größeren oder kleineren Linsen in Glimmerschiefern liegen. Das mikroskopische Bild bietet die

Digitized by Google

Gabbrostruktur ganz ausgezeichnet. Der Hornblende fehlt das intensive Blaugrün der Ötztaler Vorkommnisse. Pleochroismus c und b bräunlichgrün, a hellbräunlich, Absorption $c = b > a$; Auslöschungsschiefe auf $(010) = 22°$, Doppelbrechung nach Duparc 0·023. Ein großer Teil der Hornblendekörner ist zonar gebaut, der Rand heller als das Zentrum, ja fast farblos und von stärkerer Doppelbrechung. Duparc glaubt, daß eine randliche Umwandlung in Strahlstein vorliege. Bei dem erratischen Block vom Glacier des Bossons, der ausnahmsweise stark mechanisch beeinflußt ist, zeigt sich an den Hornblenden eine interessante Erscheinung. Sie sind zum Teil gebrochen und die Spaltrisse an den Enden klaffend geworden, so daß sich die Individuen besenartig auffasern und zugleich in braunen Glimmer übergehen. Die stark verbogenen Biotite, welche auch ohne Hornblendereste im Schliffe vorkommen, sind demnach wohl sicher umgewandelte Hornblenden. In den Stücken ohne kataklastische Spuren fehlt auch der Biotit. Die Feldspate sind kaum bestimmbar, so dicht sind sie mit Zoisit und etwas Serizit durchsetzt. Auffallend sind häufige, ganz frische Ränder, die wahrscheinlich Anwachszonen bedeuten. Die Zwillingsstreifung, wo sie vorhanden ist, geht gleichmäßig durch Rand und Zentrum. Die Lücken zwischen den großen Plagioklasen sind durch kleine, wasserklare Feldspatkörner ausgefüllt, wahrscheinlich Neubildungen. Duparc bestimmte die Feldspate als Oligoklase und Orthoklase; für das Vorkommnis vom Glacier de Taconnaz und noch mehr für das nicht dynamisch beeinflußte Stück vom Glacier des Bossons ist diese Bestimmung aber schwerlich ganz zutreffend, schon wegen der starken Zoisitbildung neben der Serizitisierung der Körner und auch wegen des geringen Alkaligehaltes, wenigstens des letzteren Gesteines. Die Analyse desselben bleibt durchaus im Rahmen eines gabbroiden Magmas. Das Gestein vom Taconnaz dagegen hat dioritischen Chemismus, während das kataklastische Stück vom Glacier des Bossons mit fast 60% SiO_2 und mehr als $8^1/_2$% Alkalien, wovon 6·66% auf K_2O fallen, syenitischen Charakter aufweist. Die Akzessorien sind wie die der Ötztaler gabbroid struierten Amphibolite. Granat fehlt. Erwähnenswert sind prachtvolle Durchkreuzungszwillinge von Titanit.

Auch in gabbroid struierten Amphiboliten aus dem Schwarzwalde kehrt der normale einfache Amphibolit-Mineralbestand wieder. Die von mir studierten Vorkommnisse vom rechten Gehänge des

Digitized by Google

Maisachtales, Hof Kostspring bei Peterstal und Hirschsprung bei Mauren haben fast nur Hornblende, Plagioklas, Titanit und Erze in sehr wechselnden Mengen, neben Apatit. Auch das früher (Seite 531) beschriebene Pyroxen-Plagioklasgestein von der Straße von Peterstal nach Mauren, in welchem die Pyroxene in einer Umwandlung in Hornblende begriffen sind, gehört strukturell hieher. (Vergleiche Schalch (18), pag. 46.)

Die Hornblende hält sich durchaus in bräunlichen Tönen: c und b bräunlichgrün, a gelblich; die Absorption ist $c = b > a$; die Auslöschungsschiefe 21°. Für die Plagioklase wurden die symmetrischen Auslöschungsschiefen von

$$\left.\begin{matrix}20\\22\end{matrix}\right\} 21° \quad \left.\begin{matrix}22\\26\end{matrix}\right\} 24° \quad \left.\begin{matrix}20\\22\end{matrix}\right\} 21° \quad \left.\begin{matrix}13\\14\end{matrix}\right\} 13{\cdot}5° \quad \left.\begin{matrix}19\\21\end{matrix}\right\} 20° \quad \left.\begin{matrix}18\\17\end{matrix}\right\} 17{\cdot}5°$$

gemessen. Danach gehören sie zum Labrador. Die von Schalch (18) gegebene Analyse zeigt auch gabbroiden Chemismus, wobei freilich der hohe Alkaligehalt auffällt, der aber immerhin noch im Rahmen der für das Gabbromagma charakteristischen Rosenbuschschen Ungleichung $K + Na > Ca$ bleibt. Die Vorkommnisse von Kostspring und von Hirschsprung tendieren schon ein wenig nach paralleler Anordnung der Hornblende und nach der später zu beschreibenden Schachbrettstruktur.

b) Schiefrige Typen der Amphibolite mit Gabbrostruktur.

Die parallel texturierten Abänderungen der Amphibolite mit Gabbrostruktur sind nahe mit den massigen verknüpft, denn die besten Beispiele des Typus stammen von denselben Schuttkegeln und Trümmeranhäufungen der Breitlehner Alp und von Aschbach, von welchen auch jene gesammelt wurden. Die Gemengteile sind nach Art und Mengenverhältnis genau dieselben wie bei den vorigen, die unfrischen, stark epidotisierten und serizitisierten Plagioklase bleiben ebenfalls zwischen Oligoklas-Andesin und Labrador; nur zeigen sie stark undulöse Auslöschung und häufige Zertrümmerung und die länglichen kompakten Hornblendekörner liegen parallel. Gröbere poikilitische Verwachsungen mit Plagioklas kommen wie im Typus a vor. Die beiden Hauptgemengteile sind nicht gleichmäßig im Gestein verteilt, sondern reichern sich in schmalen, rasch auskeilenden Lagen an, was den Eindruck der Schiefrigkeit erhöht und den Gesteinen oft schon makroskopisch ein fein gestreiftes Aussehen

Digitized by Google

gibt. Granat fehlt in diesen Vorkommnissen ganz, doch treten zerstreute, länglich gestreckte Häufchen von krümeligem Epidot mit etwas hellem Glimmer vermischt auf, die, nach Analogie mit andern Typen zu schließen, Granaten gewesen sein dürften. Sichere Anhaltspunkte dafür wurden allerdings nicht gefunden. Apatit, Erze und Titanmineralien erscheinen wie in den echt gabbroiden Amphiboliten. In einem Stück von der Breitlehner Alpe tritt fleckweise an Stelle der Hornblende Chlorit und Epidot. Auffallend ist der relative Quarzreichtum der parallel struierten Formen gegen die massigen. Dieses Mineral erscheint in gestreckten Komplexen undulös auslöschender Körner und mag wohl ein dem chemischen Bestand des Gesteins fremder Eindringling sein, der die bei den gebirgsbildenden Prozessen entstehenden Hohlräume erfüllte.

c) Amphibolite mit verwischter Gabbrostruktur. (Schalch.)

Dieser Typus ist außerordentlich reich an Variationen, hauptsächlich in graduellen Abweichungen von der rein gabbroiden Strukturform. Bei vielen, auch schon ziemlich abweichenden Arten ist jedoch die Verbindung mit dieser Strukturform eine so nahe, daß beide nicht nur in demselben Gesteinskörper, sondern sogar in demselben Schliff ineinander übergehend vorkommen.

α) Aus dem Profil Sölden.

Den gabbroid struierten Amphiboliten am nächsten stehen Gesteine, welche an der äußersten Nordgrenze des großen Söldner-Amphibolitstockes anstehen. Es sind massige, körnige, dunkle, in einzelnen Schichten dadurch etwas gefleckte Gesteine, daß sich Plagioklase und Hornblenden in rundlichen Häufchen scharen. Das makroskopische Bild ist ganz dioritähnlich. Mikroskopisch unterscheiden sie sich von den gabbroid struierten Formen dadurch, daß die Hornblende eine mehr oder weniger ausgesprochene krystallographische Begrenzung besitzt und die Flächen (110), (100) und (010)(?) zuweilen sogar auch die Endflächen gut entwickelt sind. Die einschlußarme Hornblende ist die gewöhnliche; (c blaugrün, b grün, a grüngelb; Auslöschungsschiefe c : c auf (010)=21°.

Bei Messungen symmetrisch auslöschender Plagioklaszwillinge wurden folgende Größen gefunden:

Digitized by Google

$$\left.\begin{matrix}21\\22\end{matrix}\right\} 21{\cdot}5^{0} \qquad \left.\begin{matrix}7\\8\end{matrix}\right\} 7{\cdot}5^{0} \qquad \left.\begin{matrix}9\\11\end{matrix}\right\} 10_{0} \qquad \left.\begin{matrix}11\\13\end{matrix}\right\} 12^{0} \qquad \left.\begin{matrix}20\\22\end{matrix}\right\} 21^{0}$$

$$\left.\begin{matrix}20\\20\end{matrix}\right\} 20^{0} \qquad \left.\begin{matrix}18\\14\end{matrix}\right\} 16^{0}$$

Eine Bestimmung nach der Beckeschen Lichtbrechungsmethode ergab $\omega < \alpha$ und $\varepsilon < \gamma$. Die Plagioklase gehören also wohl zum Andesin-Labrador. Ihr Erhaltungszustand ist ein relativ guter; die meisten Individuen sind wasserklar und ohne Spaltbarkeit, nur wenige lamelliert. Vielleicht gehört ein Teil der Feldspate zum Albit, da die Analyse mehr als 3% Na_2O ergab. Der Frische des Plagioklases entsprechend sind die Mineralien der Zoisit-Epidotgruppe hier relativ selten; doch gibt es auch Stücke, in welchen Nester von Epidot in Insekteneierform, hier und da von einem größeren Korn unterbrochen, ziemlich reichlich vorkommen. Apatit, gewöhnlich in eirunden Körnern, zuweilen jedoch auch in schönen sechsseitigen Durchschnitten, ist neben Magnetit ein sehr häufiger, akzessorischer Gemengteil. Rutil in ovalen Körnchen ist durch das Gestein verstreut. Quarz kommt fast nur als Einschluß in den Plagioklasen vor und Serizit ist sehr selten in einen stärker angegriffenen Feldspat eingestreut. Granat erscheint nur ganz vereinzelt in sehr kleinen Individuen, während Pyrit, manchmal eng mit Epidot verbunden, schon makroskopisch wahrnehmbar wird.

Der dioritische Habitus dieses Gesteins wird noch durch das starke Auftreten basischer und saurer Schlieren vermehrt. Stellenweise wird es streifig und ist reichlich von Quarzadern durchtrümt.[1])

Gegen das Innere des Söldner Amphibolitstockes schließt sich an den dioritähnlichen Amphibolit ein sehr feinkörniges, massiges, dunkelgrüngraues Gestein an, das mit der Lupe sehr fein und gleichmäßig weiß und grünschwarz gesprenkelt erscheint. Unter dem Mikroskop fällt vor allem das starke Überwiegen und die fast durchwegs gute Entwicklung der kleinen Hornblendeprismen in die Augen. Der Plagioklas tritt gegen den dunklen Gemengteil sehr zurück. Die Hornblende ist nach ihrem optischen Verhalten dieselbe wie in den dioritähnlichen Formen, zeigt Neigung zu paralleler Anordnung.

[1]) Analyse des Gesteins, pag. 570.

Digitized by Google

Das Bild des Schliffes nähert sich einer Strukturform, die nicht leicht zu beschreiben ist. Hornblende und Plagioklas lösen sich in einer annähernd regelmäßigen Weise ab, wie die hellen und dunklen Felder eines Schachbrettes. Trotz der vom Quadrate abweichenden Form der Komponenten könnte diese Strukturvarietät vielleicht als „Schachbrettstruktur" bezeichnet werden. Diese ist an allen Amphibolit-Lokalitäten des Ötztales gefunden worden, kommt auch im Schwarzwald in guter Entwicklung, stets in naher Verbindung mit gabbroid struierten Amphiboliten vor.

Die Akzessorien dieses Söldner Gesteins sind dieselben wie bei den benachbarten dioritähnlichen Formen, nur fehlt der Rutil, wogegen Titanit sehr reichlich vorhanden ist. Von den Erzen überwiegt der Pyrit, der randlich oxydiert und immer von einer Zone gelbgrüner Epidotkörner umgeben ist; so bildet er rundliche Nester in dem feinen, gleichmäßigen Teppich des übrigen Gesteinsgewebes.

Der feinkörnige gewöhnliche Amphibolit wechsellagert besonders am Anfang des Profils Sölden noch mit dem dioritähnlichen. Bei der Annäherung an die mächtigen Kelyphit-Amphibolit- und Eklogitkomplexe, welche in den mittleren Teilen des Profils Sölden vorherrschen, verändern sich die gewöhnlichen Amphibolite auf charakteristische Weise, indem sie strukturell und nach dem Mineralbestand, besonders durch reichliches Auftreten vom Granat, den ersteren Gesteinen ähnlicher werden. Der Granat wird dann schon makroskopisch in kleinen Körnern sichtbar.

Außerdem gibt sich die Annäherung der rein körnigen Typen in die diablastischen dadurch kund, daß der Plagioklas in Bezug auf Form und Menge der Hornblende ungleichwertiger wird. Zwar verliert auch das Amphibolmineral seine eigene Gestalt mehr und mehr und nimmt die Form gestreckter, manchmal buchtiger Körner von sehr geringen Dimensionen an, aber der Plagioklas ist nur mehr Füllmasse.

Ein anderer Annäherungspunkt liegt darin, daß häufig rundliche oder längliche Nester der kleinen Hornblenden zugleich auslöschen. Interessant ist, daß diese Mittelform auch in Bezug auf den Kelyphitkranz eine mittlere Stellung einnimmt; der Granat wird, wie wir gesehen haben, bei den gabbroid struierten Amphiboliten oft in ein Aggregat krümeligen Epidots umgewandelt. In der Übergangsform kommen, neben kleinen rundlichen Granaten mit äuße-

Digitized by Google

rer Plagioklaszone, große, durch reichliche Quarzeinschlüsse ganz durchlöchert erscheinende Körner vor, die randlich in krümeligen Epidot, vermischt mit Hornblende und Magnetit, umgewandelt sind. Auch in den Rissen siedeln sich diese drei Mineralien an, oft so, daß die Mitte des Risses von einem Magnetitband eingenommen wird, während links und rechts von diesem Epidot mit wenig Hornblende eintritt, ganz ähnlich wie es bei den Kelyphitamphiboliten beschrieben wurde, nur daß dort leistige Hornblende allein statt des Epidots vorhanden ist. Akzessorien sind nur Rutil, Erze und etwas körniger Epidot. Quarz wird außer als Granateinschluß kaum gefunden.

Eine andere, noch mehr dem Kelyphitamphibolit genäherte Form des Profils Sölden fällt durch ihren Quarzreichtum auf. Den Hauptanteil am Gesteinsgewebe hat auch hier wieder die Hornblende, welche zum Teil in großen, zerrissenen und buchtigen Körnern auftritt, zum Teil in kleinkörnigen, mit Plagioklas verwachsenen, zugleich auslöschenden Aggregaten, welche die Formen der großen Körner nachahmen. Dieses Gesteinsgewebe erscheint aber wie in Fetzen und Schlieren auseinandergezerrt und oft nimmt undulöser Quarz die Räume zwischen den Trümmern ein. Granat tritt sehr reichlich in rundlichen, größeren Körnern auf, die von rechtwinkelig sich kreuzenden, klaffenden Rissen durchsetzt sind. Auf ihnen hat sich überall ein hellbrauner Glimmer angesiedelt, der sich manchmal bis zur fast vollkommenen Verdrängung des Granats vermehrt. Einzelne Blättchen sind in einer Weise mit Hornblende verwachsen, welche eine genetische Beziehung der beiden Mineralien vermuten läßt, indem ein Hornblendekorn von Streifen und Flecken des Biotits durchsetzt ist. Die akzessorischen Bestandmineralien sind die gewöhnlichen; nur ist der Rutil durch Titanit vertreten, der Apatit ziemlich reichlich.

Makroskopisch sind alle Varietäten des Profils Sölden schwer zu unterscheiden, denn das Korn ist im allgemeinen sehr gleichmäßig, der Granat tritt auch bei den Kelyphitamphiboliten nicht einsprenglingsartig hervor und der Kelyphitkranz bleibt undeutlich. Selbst der reine Eklogit unterscheidet sich nicht durch seine Farbe, sondern zeigt dasselbe Graugrün wie die Amphibolite, dasselbe gleichmäßige, feine Korn und einen oft fast sandsteinartigen Habitus. Bemerkenswert ist, daß die beiden Typen des Eklogitamphibolits hier fast ganz fehlen. Fast alle Gesteine des Profils

Digitized by Google

Sölden erscheinen makroskopisch massig; Paralleltextur ist nur durch die gestreiften Varietäten angedeutet. An Stellen, welche reichliche Rutschharnische zeigen, sind Strahlsteinlinsen eingeschaltet, so daß der Aktinolith hier die Rolle des „geologischen Schmiermittels" zu spielen scheint. Dieselbe Wahrnehmung wurde am Burgstein gemacht. Großen Klüften entlang kommt an mehreren Stellen ein sehr feinkörniger, stark geschieferter Amphibolit vor. Die Schichtung wird im Innern des Profils immer undeutlicher und durch eine unregelmäßige Klüftung ersetzt, welche den Eindruck hervorbringt, daß ein Eruptivstock vorliegt. Auf den Klüften hat sich reichlich gelbgrüner Epidot angesetzt, der auch sonst in Schnüren das Gestein durchzieht. Daneben erscheinen häufige Quarzknauern und vereinzelt bis faustgroße Pyritkonkretionen.

Anmerkung. Von einer detaillierten Ausführung des Profils Sölden, das über 70 Nummern einbegreift, wird hier abgesehen, da sie nichts Wesentliches zum Verständnis der untersuchten Gesteine beitragen würde. Ebenso später beim Burgstein.

β) Gewöhnliche Amphibolite vom Burgstein.

Sie nehmen neben der großen Menge der Eklogitamphibolite und Eklogite nur einen geringen Raum ein und sind so eng mit diesen verknüpft, daß sie nur den Charakter einer strukturellen Abänderung tragen. Die hier beschriebenen Varietäten wurden am Fuße des Burgsteins geschlagen, da, wo der nördliche Aufstieg ansetzt. Doch kehren sie in Wechsellagerung mit den oben genannten Gesteinen noch einigemale wieder.

Makroskopisch sind es wieder feinkörnige, dunkelgrüngraue, sehr gleichmäßige Gesteine mit meist nicht sehr ausgeprägter Paralleltextur. Die ziemlich reichlich vorhandenen kleinen Granaten liegen ohne Umrandung in scharfen Formen im Gesteinsgewebe, wenn frisch tiefrot, wenn angegriffen bräunlich oder hellrot und mehlig. Das mikroskopische Strukturbild ist sehr einfach. Die an Menge meist alle anderen Komponenten übertreffende Hornblende ist in kleinen, kompakten, zum Teil ganzrandigen, zum Teil buchtigen Körnern entwickelt; prismatische Tendenz ist stets vorhanden, doch sind die buchtigen Körner mehr isometrisch, die ganzrandigen, mit sehr ausgesprochener Parallellage nach c (Tafel V, Fig. 12), oft stark gestreckt. In demselben Handstück erscheint nur die eine

Digitized by Google

oder die andere Form. Bei den gestreckten Varietäten umwinden die Hornblenden den Granat manchmal. Der Plagioklas ist nur Füllmasse, während er in denen mit mehr isometrischen Hornblenden diesem Mineral nach Form und Menge eher koordiniert ist. Diese stehen der Gabbrostruktur näher. Die Hornblende dieser Gesteine ist die gewöhnliche bläulichgrüne, wobei der bläuliche Ton und die Farbenintensität auch wieder mehr oder weniger stark sein kann. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ auf $(010) = 21°$.

Der Plagioklas ist besonders bei einigen stark gestreckten Stücken ganz wasserklar und quarzähnlich, ohne Spaltbarkeit und polysynthetische Zwillingsbildung. Die weniger parallel texturierten Stücke haben gestreifte Plagioklase, die aber dann sehr stark angegriffen und mit Serizitblättchen und feinen Epidot- und Zoisitsäulchen von auffallend guter krystallographischer Entwicklung durchsetzt sind. Die Auslöschungsschiefen symmetrisch geschnittener Zwillinge waren:

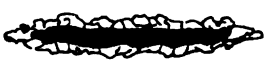
$$\left.\begin{matrix}10\\9\end{matrix}\right\} 9{\cdot}5° \qquad \left.\begin{matrix}8\\13\end{matrix}\right\} 10{\cdot}5° \qquad \left.\begin{matrix}11\\12\end{matrix}\right\} 10° \qquad \left.\begin{matrix}12\\12\end{matrix}\right\} 12° \qquad \left.\begin{matrix}10\\11\end{matrix}\right\} 10{\cdot}5°$$

Danach scheint Oligoklas-Andesin vorzuliegen. In einem Stück ist der Plagioklas fast ganz von Zoisit verdrängt, dessen schmale, lange Säulchen zu büschelförmigen Aggregaten zusammentreten, also als „Zoisitbesen" erscheinen. Zwischen den grauen Büschelchen leuchten dann eckige, splitterige Epidotkörner mit ihrem starken Rot und Gelb hervor. Zoisitbesen und Epidot einerseits und die Hornblende anderseits sammeln sich hier zu kleinen Linsen, die auch schon makroskopisch hervortreten.

Der Granat ist in diesen Varietäten selten gut erhalten. Meist geht er randlich und entlang seinen Rissen in krümeligen Epidot über. In einem sehr stark parallel struierten Stück finden sich rundliche Anhäufungen größerer formloser Epidotkörner, die wahrscheinlich frühere Granaten bedeuten. Ähnliche Pseudomorphosen, wie die letztere, beschreibt Cathrein (15) von Amphibolitgeröllen aus der Brandenberger Ache, nur ist dort das eine Mal der Epidot mit Hornblende verbunden, wie wir es auch schon bei früheren Typen beschrieben haben, das andere Mal mit Plagioklas und Skapolith. Merkwürdig ist, daß in den nicht diablastischen Amphiboliten der Granat niemals in Hornblende übergeht, daß dieser Übergang aber sofort wahrnehmbar wird, wenn Verwachsungen der Hauptgemengteile auftreten.

Digitized by Google

Neben der Pseudomorphose Epidot nach Granat erscheint nicht selten eine Pseudomorphose, in welcher der Granat hauptsächlich durch Chlorit ersetzt ist, der aber nie allein auftritt, sondern immer von Epidot und Zoisit begleitet ist. Der Chlorit erscheint in großen, fetzigen Blättchen von sehr hellem Blaugrün, daher fast ohne Pleochroismus und von so schwacher Doppelbrechung, daß er zwischen gekreuzten Nicols kaum aufhellt. An einer Stelle ist sehr schön zu sehen, daß der Chlorit nicht ursprünglich aus dem Granat entstand, sondern sich erst via Biotit bildete, denn hier bestehen noch die meisten Blättchen der Pseudomorphose zu einem Teil, manchmal bis über die Hälfte, aus hellbraunem Biotit. Auch sonst umzieht wohl Magnesiaglimmer öfter die Granatkörner. Es ist derselbe Biotit mit sehr kleinem optischen Achsenwinkel, der auch in den früher besprochenen Amphibolittypen des Burgsteins sich findet. In einer sehr gestreckten Varietät erscheinen längliche Mineralaggregate, die aus Biotit, Plagioklas und Epidot bestehen. Durch sie wird der



gleichmäßige Teppich der kleinen grünen Hornblenden mit ihrer Feldspatfüllmasse fleckig unterbrochen. Da wir dieselben Aggregate schon als Umwandlungsprodukte von Granat in Kelyphitamphibolite kennen gelernt haben, liegt die Vermutung nahe, es möchten auch hier umgewandelte Granaten vorliegen, umsomehr, als dieses Mineral in dem Vorkommnis fehlt. Sehr schön sind in einem Stück vom Burgstein Anwachszonen des Granats ausgebildet, indem sich an einen inneren Kern von der Form (110) schmale Quarz- oder Feldspatstreifen anlegen, an welche sich die äußere, randlich zerrissene und epidotisierte Granatzone anschließt. Manchmal läßt sich in eben dieser Weise noch eine Zwischenzone konstatieren. Die Akzessorien sind dieselben wie bei den gewöhnlichen Amphiboliten von Sölden, bemerkenswert ist nur die Form des Titanomorphits in den gestreckten Varietäten, von welcher nebenstehende Zeichnung ein Bild gibt.

Kataklastische Spuren sind bei den gewöhnlichen Amphiboliten des Burgsteins wie im Profil Sölden.

Digitized by Google

γ) Gewöhnliche Amphibolite von Umhausen.

Dieses Amphibolitvorkommnis am rechten Talgehänge, östlich vom Ort, ist eine kleine, kaum mehr als 25 *m* mächtige Einlagerung im Sedimentgneis, anscheinend wie dieser geschichtet und ihm konkordant. Die Schichten stehen beinahe saiger oder fallen schwach nach Süd oder Nord. Ihr Streichen geht Ost-West. An der Nordseite liegen einige Amphibolitfetzen im Paragneis. Die Einlagerung ist durch Steinbruchbetrieb sehr schön aufgeschlossen, nur die Südgrenze ist verwachsen. Mitten durch den Bruch ziehen zwei 30, resp. 60 *cm* breite Bänder des reichlich Disthen und etwas Staurolith führenden Gneises. Im Kontakt mit dem Nebengestein wird der sonst mittelkörnige Amphibolit des Bruches etwas grobkörniger, auch finden sich dort Bänderung und grob flachlinsige Texturen. Gelbgrüne Epidotschnüre mit reichlich eingebettetem Granat mehren sich in der mittleren Zone und am Rande. Die Klüfte sind wieder mit Epidot besetzt, der immer den spiegelnd glatten Beleg ihrer Rutschharnische bildet. Der Granatreichtum des Gesteins variiert stark. Granatarme Stellen sind gerne von weißen Feldspatschnüren durchsetzt. Mehr oder weniger deutliche Schieferung ist fast überall vorhanden. Die Farbe des Amphibolits ist dunkelgraugrün, an granatarmen Stellen fast schwarz. Trotz der strukturellen und mineralogischen Verschiedenheiten, welche wir kennen lernen werden, ist der Gesteinscharakter ein sehr einheitlicher und ernster. So gelang es leicht, Amphibolitblöcke bei Nesselbach im Piztal und bei Kaltenbrunn, zwischen Prutz und Feuchten im Kaunsertal, mit diesen Umhauser Gesteinen zu identifizieren; beide Lokalitäten liegen ungefähr in ihrer Streichrichtung; dagegen wurden in dem östlich vom Ötztal gelegenen, diesem parallelen Harnachertal Amphibolite von gleichem Charakter nicht gefunden; hingegen konnte konstatiert werden, daß die Amphibolite am Kreuzjoch (Pichler) wahrscheinlich eine östliche Fortsetzung der schmalen Zone sind, welche in der Nähe von Ötz durchstreicht und in deren Streichrichtung sie liegen.

Von den strukturellen Varietäten sind neben Kelyphitamphiboliten in sehr schöner Entwicklung hauptsächlich Amphibolite mit mehr oder weniger verwischter Gabbrostruktur und die Übergangsformen zwischen diesen beiden Strukturtypen vertreten.

Digitized by Google

Am Nordrand des Bruches schließen sich an den Sedimentgneis hornblendearme Biotit- und plagioklasreiche Zwischenglieder zwischen Kelyphitamphibolit und verwischt gabbroidem Amphibolit an. Dieselben sind deutlich geschiefert und gestreift. Mikroskopisch zeigt sich die Streifung als strichweise Anreicherung von Plagioklas im Wechsel mit Stellen, wo zu diesem Mineral Biotit, oder mit anderen, wo dazu Hornblende tritt. Die Biotitblättchen und Hornblendeleistchen liegen meist scharf parallel und letztere sind schmal und sehr gestreckt. In manchen Streifen löschen bestimmte Rayons solcher Hornblenden zugleich aus, ebenso wie die zwischenliegenden Plagioklase, gehören also schon zu den grobdiablastischen Gebilden. Solche granophyrartige, parallele Leistensysteme gleich auslöschender Körner können sich kreuzen, jedoch nur in Formen mit nicht sehr ausgesprochener Paralleltextur, wie sie mehr im Innern der Einlagerung erscheinen. Eine nur bei den Umhauser Amphiboliten schön entwickelte Verwachsungsform ist die myrmekitische, wobei die Hornblende das Feld, der Plagioklas die Warzen bildet. Die Regel, daß mit der größeren Menge des Feldspats der Granat seltener wird, trifft bei den plagioklasreichen Grenzamphiboliten der Umhauser Linse nicht immer zu. Aber der Granat ist sehr schlecht entwickelt und liegt zerrissen und trümmerartig zwischen den stark saussuritisierten Plagioklasen, ganz ähnlich wie er in dem metamorphen Gabbro des Allalingebietes vorkommt. Wo der Granat nicht ganz trümmerartig, sondern nur sehr rissig ist, erscheint das mittlere Magnetitband mit seiner beiderseitigen Plagioklas- und Hornblendeleistenreihe, hier aber unter Überwiegen des farblosen Komponenten. Magnetit ist auch in den feldspatreichsten Varietäten von Umhausen sehr reichlich vorhanden. Mit letzteren wechsellagern Kelyphitamphibolite bis etwas über die Mitte des Bruches. Dort erscheint eine mächtige Bank fast granatfreien, feldspatarmen Amphibolits mit nur wenig verwischter Gabbrostruktur. Doch liegen die großen, länglichen Hornblenden annähernd parallel und neigen sehr zu selbständiger Form, während der Plagioklas, der hier fast wasserklar und meist ohne Streifung und Spaltbarkeit ist, mehr nur die Zwischenräume füllt. Längliche Epidotkörner, oft von kleinem Gekörnel derselben Natur umgeben, sind reichlich mit ihm verbunden. Dazu treten die gewöhnlichen akzessorischen Gemengteile der gabbroiden Amphibolite: Erze, Rutil, Titanit und Apatit. Das

Digitized by Google

zuletzt beschriebene Gestein hat die am intensivsten gefärbte Hornblende der ganzen Einlagerung. Der gewöhnliche Pleochroismus (c blaugrün, b grün, a grüngelb) ist außerordentlich ausgeprägt. Nach einer Anzahl Messungen auf (010) ergaben sich folgende Auslöschungsschiefen c : c: 21°, 20°, 19°, 20°, 21°, 21°, 21°, 21°, 22°, 19°, 19°, 22°, also Mittel 20°—21°; Doppelbrechung 0·020. Die etwas granatreicheren Nachbarlagen und die Kelyphitamphibolite haben Hornblenden von fast derselben Farbentiefe, die Grenzglieder dagegen zeigen das Blaugrün viel weniger deutlich und sind oft fleckig. Letzteres ist wohl eine Zersetzungserscheinung, denn es ist dann mit dem Amphibolitmineral stets viel Karbonat verbunden und stellenweise geht es in Chlorit und Epidot über. Überhaupt ist der Erhaltungszustand der Umhauser Amphibolite ein außerordentlich verschiedener, was sich leicht aus der lokalen Zerklüftung der Linse erklärt.

Um die chemische Natur der blaugrünen Hornblende klarzulegen, wurde dieselbe aus einem ziemlich grobkörnigen und relativ granatreichen Stück ausgelesen und analysiert. Die Verwachsungen des Minerals mit Plagioklas, die eben auch hier nicht ganz fehlen, beeinträchtigen die Reinheit des Minerals etwas mehr als bei den anderen Mineralanalysen, daher die geringere Übereinstimmung der gefundenen und berechneten Werte.

	Aufschluß mit Soda	Aufschluß in Flußsäure		Mittel		Aus der Formel berechnet
SiO_2	46·68			46·68	47·03	47·53
TiO_2	0·35	0·35		0·35		
Al_2O_3	14·33	14·41		14·37		14·44
Fe_2O_3	3·95	4·05		4·00		3·23
FeO			8·29	8·29		8·71
CaO	10·29	10·35		10·32		11·24
MgO	11·71	11·71		11·71		12·20
K_2O		1·06		1·06		3·13
Na_2O		2·41		2·41		
H_2O unter 110°			0·23	0·23		
H_2O über 110°			0·54	0·54		
				99·96		100·47

Spezifisches Gewicht: 3·29.

Digitized by Google

Aus der Analyse wurde folgende Formel berechnet:

$$2\ (Na\,K)_2\ Al_2\ Si_4\ O_{12}$$
$$6\ Ca\,(Mg\,Fe)_3\ (Si\,O_3)_4$$
$$6\ Ca\,Mg\,Al_2\,Si\,O_6$$

Der Granat desselben Stückes hat folgende chemische Zusammensetzung:

	I. Analysiert		II. Aus der Formel berechnet
SiO_2 . . .	37·97	38·39	38·38
TiO_2 . . .	0·42		
Al_2O_3 . .	19·18	21·79	21·64
Fe_2O_3 . . .	2·61		
FeO . . .	26·35		26·14
CaO . . .	9·47		10·16
MgO . . .	3·80		3·64
MnO . . .	0·18		
	99·98		99·96

Spezifisches Gewicht: 4·3.

Aus der Berechnung der Analyse ergab sich folgende Formel:

$$4\ (Si\,O_4)_3\ Al_2\,Fe_3$$
$$2\ (Si\,O_4)_3\ (Al\,Fe)_2\ Ca_3$$
$$(Si\,O_4)_3\ Al_2\ Mg_3$$

Der Plagioklas der Umhauser Einlagerung liegt gewöhnlich in sehr schlechtem Erhaltungszustand vor. Es läßt sich hier in kleinem Raume schön beobachten, wie aus einem Plagioklas-Amphibolit ein Epidot-Amphibolit wird, besonders bei den feldspatreichen, schiefrigen Gesteinen, welche an den Paragneis grenzen. Die Verwitterungsstadien lassen sich folgendermaßen charakterisieren:

1. Stadium: Der Plagioklas ist trübe, leicht staubartig angefressen, aber die Zwillingsstreifung ist noch deutlich; winzige Epidotkörnchen und Hornblendesäulchen sind über die grauen Schlieren gesät.

2. Stadium: Eine dichte, optisch inaktive Kaolinmasse ist an die Stelle der Plagioklaskörner getreten; zuweilen schimmert die Lamellierung noch etwas durch; größere Epidotsplitter unterbrechen das Grau der tonigen Masse.

3. Stadium: Statt der Feldspatzüge erscheinen Streifen lebhaft gelb und rot polarisierender länglicher Epidotkörner.

Digitized by Google

Die Plagioklase zeigen sich meist schon durch ihre Verwitterungsprodukte als ziemlich kalkreich, da dieselben hauptsächlich aus Epidot, Zoisit und Kalkspat bestehen. Über die Natur der wasserklaren Feldspäte, die in kleineren, rundlichen Körnern auftreten, läßt sich durch die mikroskopische Untersuchung kein Urteil gewinnen, weil alle Anhaltspunkte, wie Streifung und Spaltbarkeit, fehlen. Da die Analyse (pag. 543) des Umhauser Amphibolits ziemlich viel Na_2O ergab, scheinen Albite vorzuliegen. Die angewitterten Plagioklase sind in Bezug auf ihre Form der Hornblende eher äquivalent.

Es gelangen einige Messungen an symmetrisch auslöschenden Zwillingen: $\left.\begin{matrix}12\\13\end{matrix}\right\}$ 12·5°, $\left.\begin{matrix}16\\16\end{matrix}\right\}$ 16° $\left.\begin{matrix}8\\9\end{matrix}\right\}$ 5·5°

Auf Schnitten nach der Basis, konstatiert durch die allerdings zum Teil unsicheren Faktoren des Vorhandenseins nur einer Spaltbarkeit und durch das Fehlen des Schattens der optischen Achsenebene im konvergenten Licht, löschten $c : a$ mit 14°, 15°, 17° und 18° aus. Danach sind diese Plagioklase Andesin-Labradore. Der in einigen Lagen auftretende Pyroxen wurde schon früher besprochen. Er unterstützt durch seine Gestalt das gabbroide Aussehen der ihn führenden Amphibolite. Biotit ist überall vorhanden und umzieht in Lagen die Hornblendelinsen und den Granat. Der Pleochroismus ist braun parallel der Spaltbarkeit, braungelb $\perp$ dazu; der optische Achsenwinkel ist 0 oder fast 0°.

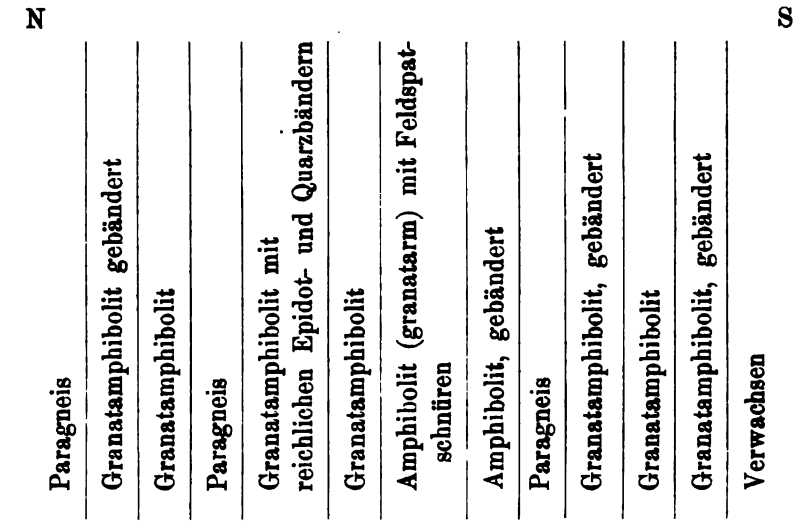
Die übrigen Akzessorien sind die gewöhnlichen. Kataklastische Spuren sind nur durch undulös auslöschende Quarze und Albite gegeben.

Die Umhauser Amphibolite sind ein schönes Beispiel dafür, daß der Wechsel in der Zonenlage das in einer gewissen Tiefenstufe entstandene Gepräge eines Gesteins selten ganz zu verwischen vermag. Die grüne Hornblende in allen ihren Gestaltenvariationen, die Plagioklase, der Granat, der Pyroxen und wohl auch der Biotit waren die Produkte tieferer Zonen. Das Gestein kam in höhere Horizonte, in den Gürtel der Verwitterung. Da begann die Saussuritisierung und Epidotisierung der Plagioklase, die Chloritisierung und Epidotisierung der Hornblenden und Biotite, die Karbonatbildung aus allen calciumhaltigen Komponenten. Aber die sekundäre Natur aller dieser Umwandlungsprodukte ist nach der Art ihres Auftretens

Digitized by Google

und ihrer Verknüpfung mit den Ausgangsmineralien ganz zweifellos, die Strukturen der Tiefe werden durch die Formen der Neubildungen niemals verdeckt.

Profil Umhausen.



δ) Amphibolite höherer Horizonte.

An die gewöhnlichen Amphibolite, welche in enger Verbindung mit den Eklogiten und ihren Derivaten auftreten, schließt sich nach Mineralbestand und durch strukturelle Analogien eine Gruppe von Amphiboliten an, welchen diese Gefolgschaft fehlt. Sie stammen von der Granatenwand bei Obergurgel sowie aus dem Passeiertal; vom Schneeberg, der Gürtelscharte, Schönnaralpe und -Scharte und aus dem Raffeinertobel in Lana bei Meran. In Bezug auf den Mineralbestand sind sie von den zuletzt beschriebenen Vorkommnissen nur durch das oft sehr reichliche Auftreten von Quarz unterschieden, der bei manchen von ihnen anstatt des Feldspats den zweiten Hauptgemengteil des Gesteins bildet. Strukturell lassen sich zwei Formen unterscheiden, durch Mittelglieder verbunden, eine gabbroide und eine stark geschieferte. Die gabbroide Form in reiner Entwicklung ist nur durch den Amphibolit vom Raffeinertobel vertreten, der außerdem durch seine Quarzarmut auffällt. Die großen, buchtigen Hornblenden (c blaßbläulichgrün, b blaßgrün, a gelblich; $c = b > a$; Auslöschungsschiefe

Digitized by Google

$c : c = 19°$ auf (010) bilden mit den ihnen formell gleichwertig entwickelten Andesinen (symmetrische Auslöschungsschiefe $\left.\begin{matrix}16\\16\end{matrix}\right\}$ 16°

$\left.\begin{matrix}19\\21\end{matrix}\right\}$ 20° $\left.\begin{matrix}9\\10\end{matrix}\right\}$ 9½° $\left.\begin{matrix}5\\5\end{matrix}\right\}$ 5° $\left.\begin{matrix}14\\15\end{matrix}\right\}$ 14½° $\left.\begin{matrix}14\\15\end{matrix}\right\}$ 14½° $\left.\begin{matrix}13\\13\end{matrix}\right\}$ 13°

$\left.\begin{matrix}14\\16\end{matrix}\right\}$ 15° $\left.\begin{matrix}16\\18\end{matrix}\right\}$ 17° $\left.\begin{matrix}13\\15\end{matrix}\right\}$ 14° $\left.\begin{matrix}13\\15\end{matrix}\right\}$ 14°) fast allein den Mineralbestand. Nur akzessorischer Granat mit zentral gehäuften Feldspat- und Hornblendeeinschlüssen, reichlicher Titanit und etwas Magneteisen treten hinzu.

Aus der Schönnarscharte und von der Schönnaralpe stammen annähernd richtungslos körnige Amphibolite, mit großen, buchtigen, bräunlichgrünen Hornblenden {c bräunlichgrün, b grün, a gelblich; $c = b > a$; $c : c = 21°$ auf (110)} welche mit so viel gelbbraunem Biotit vermischt sind, daß er an Menge die Hornblende manchmal erreicht. Die Lücken zwischen diesen beiden Gemengteilen sind von wenig Quarz und Feldspat erfüllt. Granat, in rundlichen Körnern oder ganz zerfallend, ist häufig. Dazu treten viel Rutil und Titaneisen, Titanit und schön geformter Apatit. Außer den beiden zuletzt genannten Komponenten sind alle so einschlußreich und poikilitartig miteinander verwachsen, daß sie einen förmlich siebähnlichen Eindruck machen. Am auffallendsten ist dies beim Rutil und Titaneisen, die so von Quarz, Plagioklas und Hornblende durchsetzt sind, daß sie ganz skelettartig erscheinen. Durch ähnliche Ausbildungsweise dieser letzteren Komponenten schließen sich die übrigen Amphibolite von der Schönnaralpe, vom Schneeberg, der Gürtelscharte und von Obergurgl an die vorigen Gesteine an. Es sind dies die stark geschieferten, quarzreichen und plagioklasarmen Typen. Die besonders nach ihren Seitenflächen gut krystallographisch entwickelte, oft gestreckte Hornblende verhält sich optisch wie die zuletzt beschriebene. Sie reichert sich in Zügen und Schlieren an, welche eine sehr ausgesprochene Parallellage der Amphibolitprismen zeigen und mit quarzreichen Lagen wechseln. Den Granat umziehen die Schlieren meist im Bogen und nehmen, wo sie an ihn grenzen, Biotit auf. An sie ist durch Biegungen und leichte Fältelung oft eine ausgezeichnete Phyllittextur geknüpft. Der Granat selbst zeigt zuweilen eine leichte Streckung in der Richtung der Schlieren. Das häufig beobachtete Aussetzen der dunklen Komponenten in der Granatnähe

Digitized by Google

hat vielleicht seinen Grund darin, daß sie bei ihrer substantiellen Ähnlichkeit mit dem Granat nicht mehr zur Entwicklung kommen konnten, weil alles vorhandene Material zum Aufbau dieser krystallisationskräftigen Komponenten verbraucht wurde. Es bleibt kaum ein Zweifel, daß diese quarzreichen, phyllitartig texturierten Amphibolite sedimentären Ursprungs sind. Sie sind daher von den Gesteinen des mittleren Ötztals ganz abzutrennen. In ihrer Schieferung gibt sich Bildung unter „Streß" zu erkennen; aus ihren geringen kataklastischen Spuren und der gut entwickelten Hornblende weitgehende Umkrystallisation und aus ihrem Mineralbestand eine mittlere Tiefenstufe. Die mehr massigen Gesteine von der Schönnaralpe und -Scharte mit ihrer ausgesprochenen Siebstruktur unterscheiden sich wohl nur durch Entstehung unter mehr allseitigem Druck von den geschieferten, während der Amphibolit des Raffeinertobels vielleicht kein Sediment ist.

2. Krystalloblastische Reihe der Mineralien der gewöhnlichen Amphibolite.

Die letzte Gruppe der Amphibolite ist in bezug auf die Reihenfolge der Mineralien nach ihrer Krystallisationskraft ziemlich regellos, indem dieselbe Komponente krystallographisch sehr gut und sehr schlecht entwickelt sein kann. Dies gilt indessen nur für jene Mineralien, welche sich gewöhnlich als ziemlich krystallisationskräftig erwiesen haben, hauptsächlich für die Hornblende, für Granat, Titanit, Rutil und Erze. Besonders die Hornblende erscheint in manchen Varietäten gut geformt, in andern, sehr nahe mit diesen verknüpften, ganz formlos. Darum leidet die hier folgende Reihe in erhöhtem Maße an den Mängeln individueller Schätzung: 1. Titanit und Rutil. 2. Apatit. 3. Hornblende. 4. Zoisit. 5. Granat und Erze. 6. Epidot. 7. Biotit. 8. Kalknatronfeldspäte. 9. Albit und Quarz. 10. Karbonat.

3. Bildungsbedingungen.

Die Strukturen und Texturen der letzten Gruppe gestatten nur in geringem Maße Schlüsse auf die Tiefenstufe ihrer Entstehung; denn Umwandlung mit Erhaltung der Struktur, wie bei den echt gabbroiden Amphiboliten, ist in allen Tiefenstufen möglich, da statische Massenzustände überall herrschen können. Jedoch über-

Digitized by Google

wiegen im allgemeinen die parallel struierten Varietäten, so daß auf Entstehung unter „Streß“ gedeutet werden muß, dessen Hauptgebiet die mittlere Zone ist, der oft aber auch in große Tiefen geht. Nur die 2. Gruppe der gewöhnlichen Amphibolite zeigt bedeutende kataklastische Spuren, während bei den Varietäten mit mehr selbständig gestalteten Hornblenden die chemische Beeinflussung die mechanische offenbar weitgehend kompensiert hat. Es muß aber bemerkt werden, daß richtungslose und parallele Texturen in engem Raum wechseln.

Maßgebend für die Feststellung der Bildungszone der gewöhnlichen Amphibolite ist neben dem Mineralbestand die untrennbare Verknüpfung mit den Kelyphitamphiboliten, die unzweifelhaft Produkte der Tiefe sind. Diese Verknüpfung ist stets so, daß die verschiedenen Typen nicht anders denn als Strukturvarietäten eines einheitlichen Gesteinskörpers aufgefaßt werden können. In bezug auf den Mineralbestand, der in der Hauptsache mit dem der Kelyphitamphibolite übereinstimmt, kann auf das dort Gesagte verwiesen werden. Es muß nur noch einmal auf die größere Granatarmut und auf die oft sehr weitgehende Ersetzung des Plagioklases durch Zoisit und Epidot hingewiesen werden, in Formen, die durchaus nicht immer das Gepräge oberflächlicher Verwitterung tragen, besonders in Stücken, in welchen die Hornblende vollkommen frisch ist. Diese beiden letzteren Tatsachen verweisen auf eine nicht ganz große Tiefe der Entstehungszone, wozu als weitere Bestätigung die Bestandunfähigkeit des Pyroxens tritt.

Das Vorhandensein von Granat oder von Feldspat scheint weniger vom Chemismus des Gesteins als von seinen physikalischen Entstehungsbedingungen abhängig zu sein. Die Analyse eines gewöhnlichen, fast granatfreien Amphibolits von Sölden (pag. 570), in die Gruppe c gehörig, ergab Zahlen, die sehr wenig von denen der Analysen granatreicher Amphibolite abweichen. Dagegen ist die Dichte des feldspatreichen Gesteins die geringste.

Über die physikalischen Bedingungen, welche der Granatbildung an Stelle von Plagioklas zugrunde liegen, dürften vielleicht folgende Punkte einige Aufklärung geben; sie sind freilich nur aus den allgemeinsten Zügen der großen Amphibolitgruppen abgeleitet, denn im einzelnen erscheint sofort eine verwirrende Menge von Abweichungen:

1. Die in der Regel massigen Typen mit diablastischen Strukturen führen den Granat als Hauptgemengteil; er ist Akzessorium

Digitized by Google

in jener Gruppe, welche am häufigsten und ausgesprochensten Schieferung zeigt. Demnach ist ein dem hydrostatischen genäherter Druck seiner Bildung günstig.

2. Von allen hieher gehörigen Gesteinen haben die Eklogite [1]) und die ihnen zunächststehenden Eklogitamphibolite, also die ganz oder fast ganz feldspatfreien und pyroxenreichen Glieder den meisten Granat. Auch Schalch (18) beobachtet in den Schwarzwälder-Amphiboliten eine gewisse Parallelität von Pyroxen und Granat. Die Typen der größten Tiefe sind die granatreichsten, mit der Entwicklung der Hornblende aus dem Pyroxen in höheren Lagen beginnt auch die Ersetzung des Granats durch Hornblende und Feldspat.

Über das Nebeneinandervorkommen der Titanmineralien und die Fälle, in welchen sie einander vertreten, konnte keine Regel gefunden werden. Der Titanit fehlt in den Eklogiten und Eklogitamphiboliten fast ganz. Erst bei den Kelyphitamphiboliten tritt er ein, zunächst als Titanomorphit, Rutil und Titaneisen begleitend. In den gewöhnlichen Amphiboliten erscheint er auch in selbständiger Form und kann den Rutil ganz vertreten. Jedoch führen auch einzelne Vorkommnisse der letzteren Gruppe nur Rutil und Erz. Demnach scheint der Rutil, übereinstimmend mit seinem kleinsten Molekularvolumen, am meisten der größten Tiefe anzugehören, der Titanit mehr den mittlern Stufen, während das Titaneisen sich als echter Überläufer beträgt.

4. Chemismus.

Der gabbroide Charakter der chemischen Zusammensetzung bleibt auch den gewöhnlichen Amphiboliten des mittleren Ötztals wie aus der folgenden Analyse des dioritähnlichen Amphibolits aus der Söldnerserie hervorgeht.

Im übrigen muß die chemische Gleichheit der letzten Gruppe mit den früher behandelten auch schon aus ihrer untrennbaren Verknüpfung mit diesen geschlossen werden.

Mehr oder weniger deutliche Spuren der ursprünglichen Eruptivgesteinsstrukturen wurden in Umhausen, bei Aschbach und auf der Breitlehneralpe gefunden. Außerdem geben sich die einzelnen Vorkommnisse durch den intrusiven Charakter ihrer Lagerung, durch

[1]) Eine Ausnahme macht der Eklogit vom Jaufenberg und die Eklogite aus dem Waldviertel.

Digitized by Google

ihre unregelmäßige Schichtung und stark ausgeprägte Klüftung als eruptiven Ursprungs zu erkennen.

	Sodaaufschluß	Flußsäureaufschluß		Mittel
SiO_2	48·77	—		48·77
TiO_2	0·85	0·91		0·88
Al_2O_3	18·71	18·76		18·74
Fe_2O_3	7·24	7·19		7·21
FeO	—	—	3·43	3·43
CaO	9·47	9·47		9·47
MgO	5·90	6·00		6·00
K_2O	—	1·13		1·13
Na_2O	—	3·24		3·24
H_2O unter 110°			—	—
H_2O über 110°			1·04	1·04
				99·91

Spezifisches Gewicht 2·910.

Wie aus einem Gabbro oder Diabas ein Amphibolit hervorgeht, ist schon vielfach beobachtet und in der Literatur beschrieben worden. Wenn man die Arbeiten der letzten Dezennien über Gabbrogesteine durchgeht, findet man nur wenige, in welchen nicht von beginnender Umwandlung der Komponenten die Rede ist, die schließlich zur Amphibolitisierung des Gabbro führen müßten, viele, welche den vollständigen Übergang des Eruptivgesteins in den krystallinen Schiefer konstatieren. Eine meisterhafte Darstellung dieses Überganges findet sich bei Lehmann (35). Die Gabbrolinsen, welche im sächsischen Granulitgebirge dem Granulit eingelagert sind, sind randlich und in z. T. abgequetschten schweifartigen Massen in Amphibolit umgewandelt, indem durch Zertrümmerung und damit Hand in Hand gehender Umkrystallisation die großen Diallage und rhombischen Pyroxene sich in Hornblende und Biotitlagen von kleiner Längserstreckung umbilden, die Labradore in Saussuritstreifen; daneben findet im geringen Maße Granatbildung statt.

Becke (6) beschreibt pag. 557 den Übergang eines Gabbro in Amphibolit aus dem Waldviertel. In einem Vorkommnis von Olivingabbro vom Loisberg geht der Diallag in dunkelgrüne, stengelige Hornblende über. Der Olivin wandelt sich in ein dichtes Aggregat hellerer Hornblendenädelchen um. In einer kaum 3 *cm* breiten Zone wird dieser metamorphe Gabbro zum schiefrigen Amphibolit, indem

Digitized by Google

die Olivin- und Diallagpseudomorphosen zuerst elliptisch, dann zu Streifen abgeflacht, der Feldspat feinkörniger wird.

In der Schäferschen (13) Arbeit über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes werden interessante Fingerzeige gegeben über die Herausbildung von Granatamphibolit aus einem Gabbro, in dem Olivin und Plagioklas in ein Gemenge von Talk-Aktinolith-Granat übergehen.

Sehr ähnlich verhält sich ein von Törnebohm (64) beschriebener norwegischer Gabbro, wo der Augit in feinkörnige grüne Hornblende übergeht und der Olivin von einer Granatzone umgeben ist, während derselbe Verfasser an einem Diabas die Umwandlung von Olivin in Hornblende (Viridit) und ebenso von Augit in Hornblende beobachtet.

Aus dem Ultental berichtet Hammer (22) von einem Bronzit-Olivinfels, in welchem sich in auffallender Weise der sonst leicht vergängliche Olivin erhält, während der rhombische Pyroxen durch monokline Hornblende ersetzt wird. Daneben bildet sich Granat.

Im Gabbro du Pallet (23) wandelt sich der Olivin durch sich verbreiternde reaction rims in Aktinolith um, der Diallag durch Uralitisierung in Hornblende. Das Schlußglied ist ein gewöhnlicher Amphibolit.

Den Granatfels von Gadernheim im Odenwald hält Chelius (24) für umgewandelten Diabas oder Gabbro; das Olivingestein des Böllersteingebietes geht in Granatfels über.

Im Val Savaranella beobachtet Novarese (65) Diorite, deren braune Hornblende in strahlenartige und deren Andesine in Epidot + Albit übergehen.

In Lawrence County, New York (25) entsteht aus einem Gabbro ein Amphibolit, indem sich der Feldspat in Skapolith, der Augit in Uralit verwandelt. Bei weitergehender Metamorphose sollen Rückbildungen eintreten.

Der Diabas und Gabbro der Insel Giglio (66) amphibolitisiert sich durch Umwandlung des Plagioklases in Zoisit-Epidot, des Augits in verschiedene Hornblendearten.

Im dynamometamorphen Gabbro von Umbria (27) erscheint Hornblende auf Bruchklüften des Diallags und Plagioklases.

Ein Lherzolith der Pyrenäen zeigt nach Lacroix (28) 3 Modi der Amphibolitisierung:

1. Es tritt Uralitisierung des Pyroxens ein, begleitet von dynamischen Phänomenen.

Digitized by Google

2. Die das ganze Gestein durchziehenden Spalten füllen sich mit Hornblende und Dipyr. Durch Verbreiterung der Adern entsteht ein Hornblende + Dipyrgestein, aus größeren Individuen zusammengesetzt.

3. Kleine Partien von Lherzolith umgeben sich kelyphitartig mit sich verbreiternden, grünen kompakten Massen, die aus Hornblende, Anorthit und Spinell bestehen.

Die Amphibolite des Massivs de Belledonne stellen sich nach Duparc (29) als uralitisierter Gabbro dar.

Im Gabbro vom westlichen Ufer des Lake Champlain wandeln sich die Plagioklase in Saussurit um und Granat ist auf eine Weise mit Augit verwachsen, daß man ihn von diesem herleiten möchte.

Williams (67) beschreibt einen Hypersthengabbro von Baltimore, in welchem der rhombische Pyroxen und die braune Hornblende sich in grüne umwandeln.

Im metamorphen Gabbro von Routivare in Norbotten ist nach Petersen (65) der Plagioklas mit Zoisit durchwachsen, wozu Talk, Muscovit und Granat tritt. Der Serpentin ist teilweise in braunen Glimmer umgewandelt mit farblosem monoklinem Amphibol. Grüne Hornblende ist von braunem Glimmer umgeben. Die Textur des Gesteins ist linear durch die parallele Lage der dunklen Gemengteile.

Ein im oberen Potal (69) anstehender Gabbro metamorphosiert sich durch folgende Umwandlungen: Feldspat in Zoisit, Muscovit, Talk; Diallag in Smaragdit. Nebenprodukt: blaßroter Granat.

Fr. D. Chester (70) beobachtet an einem Gabbro den Übergang von Hypersthen in kompakte grüne Hornblende via Tremolitfasern, während der Diallag durch direkte molekulare Umlagerung zu kompakter Hornblende wird.

Im Gabbro von Studene bei Eule findet die Umbildung in ein Amphibolitgestein durch den Übergang von Diallag und Bronzit in Hornblende und von Labrador-Anorthit in Albit und Tremolit statt.

Die Zahl solcher Beispiele ließe sich wohl noch bedeutend vermehren, indessen genügen diese, um den offenbar sehr regelmäßigen und sich überall gleichbleibenden Gang der Metamorphose des Gabbrogesteins in Amphibolit anschaulich zu machen. Stets gehen die Mg-Fe-Silikate des Eruptivgesteins in irgend einen Amphibol, gewöhnlich grüne Hornblende über, die Plagioklase in ein Kalk-Tonsilikat, während der Granat in der Regel aus der Wechselwirkung der beiderlei Komponenten entspringen dürfte. Findet der Übergang

Digitized by Google

unter statischen Massenzuständen oder allseitigem Druck statt, dann bleibt die Struktur des ursprünglichen Gabbrogesteins vielfach erhalten; ist die Umkrystallisation von „Stress" begleitet und durch Zertrümmerung der Gesteinskomponenten unterstützt, so wird das ursprüngliche Gesteinsgefüge vollständig verwischt und es bilden sich gestreifte, gestreckte oder geschieferte Amphibolite heraus.

V. Resultate.

1. Die Amphibol-Pyroxengesteine des mittleren Ötztales lassen sich strukturell in vier große Gruppen einteilen. Da dieselben weitgehende chemische Übereinstimmung zeigen (Gabbromagma) und geologisch untrennbar verbunden sind, da sie ferner alle Übergänge unter einander aufweisen, können sie nur als strukturelle Varietäten einheitlicher Gesteinskörper gelten.

2. Ein Teil der Amphibolite (Eklogitamphibolite) läßt sich genetisch von den Eklogiten ableiten. Die Differenzen aller Typen in Bezug auf Gefüge und Mineralbestand sind einzig Modifikationen in den Entstehungsbedingungen (Tiefenstufe, Druck) zuzuschreiben.

3. Der in der größten Tiefe sich bildende Eklogit geht bei Versetzung in höhere Zonen in Amphibolit über, indem sowohl der Omphazit als der Granat sich amphibolisieren.

4. Der Übergang des Omphazits in Hornblende geschieht unter randlicher Zerfaserung auf zwei Arten. Bei der ersten Art bleiben die Fasern sehr fein (optisch unfaßbar, kryptodiablastische Struktur) bis das ganze Pyroxenmineral ersetzt ist. Es resultiert daraus ein dichter, splittriger nephritartiger Amphibolit mit eingesprengten Granaten, welche z. T. randlich in grüne körnige Hornblende übergegangen, z. T. ganz durch dieses Mineral ersetzt sind (Typus I). Bei der zweiten Art wird die aus dem Omphazit hervorgehende Hornblende proportional der Entfernung vom restierenden Omphazitkern gröber und körniger (Typus II), während sich der Granat wie im Typus I verhält.

5. Die intensivste Umkrystallisation zeigt der Kelyphitamphibolit. Der Pyroxen ist ganz verschwunden, die Hornblende tritt in granophyrartiger Verwachsung mit Plagioklas auf. Der Granat ist von einer im allgemeinen radialstengeligen Zone von grüner Hornblende

Digitized by Google

und Plagioklas umgeben, welche wieder ein Magnetitkörnerkranz umzieht (Kelyphit).

6. Die Umwandlung des Granats in Hornblende in Typus I und II und in Kelyphit kann nicht als reine Pseudomorphose angesehen werden, da die Grenze des Granatkerns von den Neuprodukten sehr oft nicht eingehalten wird. Dieselben erfordern eine so starke Wechselwirkung des Granats mit den anliegenden Komponenten, („reaction rims" Kemp {30}), daß sie nicht anders denn als Mitteldinge zwischen Pseudo- und Perimorphose aufgefaßt werden können.

7. Außer der Umwandlung des Granats in Hornblende erscheinen seltener Pseudomorphosen

a) von Epidot nach Granat,

b) von Epidot und Zoisit nach Granat,

c) von Biotit nach Granat,

d) von Plagioklas und Biotit nach Granat,

e) von Chlorit, Epidot und Hornblende nach Granat.

8. Neben den granatreichen Amphibolittypen mit diablastischer Struktur erscheinen stets feldspatreiche Formen mit noch erhaltener oder durch mechanische Einwirkungen während der Umkrystallisation verwischter Gabbrostruktur. Sie nehmen in den großen Amphibolitstöcken (Burgstein, Sölden) hauptsächlich die Stockgrenzen ein.

Zürich, den 9. Februar 1903.

Mineralog.-Petrograph. Institut
des eidgenössischen Polytechnikums.

Erklärung der Photographien.

(Alle Photographien sind im gewöhnlichen Lichte mit Benützung des Objektivs 4, Harnack, hergestellt.)

Nr. 1. Eklogit von Sölden mit Anfängen der Pyroxenzerfaserung.

Nr. 2. Eklogitamphibolit (Typus I) aus dem Sulztal. Die Pyroxene sind schon ganz in nephritartige Grundmasse aufgelöst, der Granat zeigt den kompakten Hornblendekörnerkranz.

Nr. 3. Eklogitamphibolit (Typus II) vom Burgstein. Pyroxenkerne sind innerhalb der schon etwas gröberen Zerfaserung noch erhalten.

Nr. 4. Fast vollendete Umwandlung des Granats in Hornblende aus einem Eklogitamphibolit aus dem Sulztal.

Nr. 5. Kelyphitamphibolit vom Burgstein. Granophyrartige Verwachsung von Hornblende und Plagioklas. Der Granat zeigt einen schmalen Kelyphitkranz.

Nr. 6. Weit fortgeschrittene Kelyphitisierung des Granats aus einem Kelyphitamphibolit von Aschbach.

Digitized by Google

Nr. 7. Kelyphitartige Bildungen, die Risse im Granat erfüllend. Burgstein.

Nr. 8. Randliche Umwandlung des Granats in Plagioklas und Biotit, aus einem Kelyphitamphibolit vom Burgstein.

Nr. 9. Rhombische Pyroxene mit dem Doppelhof von Chlorit und Epidot aus einem Eklogitamphibolit vom Typus I, aus dem Profil Sölden.

Nr. 10. Rechtwinklige Klüftung im Granat und Quarz aus einem Kelyphitamphibolit vom Burgstein.

Nr. 11. Amphibolit mit Gabbrostruktur von der Breitlehner Alpe.

Nr. 12. Amphibolit mit verwischter Gabbrostruktur von Sölden.

Literaturverzeichnis.

1. R. Rieß: Untersuchung über die Zusammensetzung des Eklogits. Tscherm. Min.-petr. Mitt. I, 1878.
2. R. v. Drasche: Über die mineralog. Zusammensetzung des Eklogits. Tscherm. Min.-petr. Mitt. 1871.
3. P. Lohmann: Neue Beiträge zur Kenntnis des Eklogits vom mikroskop., mineralog. und archäolog. Standpunkt. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. 1884, I.
4. Sauer u. Schalch: Über die Verbreitung des Eklogits im südwestlichen Teil des Erzgebirges. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. 1884, II.
5. H. Traube: Über ein Vorkommen von Eklogit bei Frankenstein in Schlesien. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. 1889, II.
6. Fr. Becke: Die Gneisformation des niederösterreich. Waldviertels. Tscherm. Min.-petr. Mitt. IV, 1882.
7. Sandberger: Zirkon im Eklogit. Würzburger naturwissenschaftliche Zeitschrift. VI.
8. Sauer: Rutil im Eklogit. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. 1881, I.
9. Patton: Eklogitartige Gesteine aus der Gegend von Marienbad. Tscherm. Min.-petr. Mitt. IX, 1888.
10. Ippen: Eklogite des Bachergebietes. Mitt. des naturwissenschaftl. Vereines von Steiermark 1892.
11. Teall, Eklogit von Loch Duich, Schottland. Mineralog. Magaz. IX, 1891.
12. Lacroix, Eklogite aus Dep. de la Loire inférr. Bull. soc. des sc. nat. de l'Ouest de la France. I, 1891.
13. R. Schäfer: Über die metamorphen Gabbrogesteine des Allalingebietes im Wallis. Tscherm. Min.-petr. Mitt. XV, 1895.
14. Barvir, Granatamphibolitgerölle aus der Iglava bei Hrubschitz. Sitz.-Ber. d. böhm. Ges. d. Wiss. 19. Mai 1893.
15. A. Cathrein, Umwandlungen der Granaten in Amphibolschiefern der Tiroler Zentralalpen. Zeitschr. für Krystallogr. und Min. X, 1885.
16. A. Cathrein: Über die Verbreitung der umgewandelten Granaten in den Ötztaler Alpen. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. 1886, I.

Digitized by Google

17. Dathe: Olivinfels, Serpentine und Eklogite des sächs. Granulitgebirges. N. J. f. Min., Geolog. und Paläont. 1876.
18. Schalch: Die Amphibolite von Blatt Peterstal-Reichenbach der geol. Spezialkarte von Baden.
19. Duparc u. Mrazec, Recherches Géologiques et Pétrographiques sur le Massif du Mont Blanc. Genève et Paris. 1898.
20. Sauer: Über einige neue Mineralien und Gesteine aus dem Schwarzwald. Sitz.-Ber. d. 28. Versamml. des oberrhein. geolog. Vereines. Stuttgart 1895.
21. E. Jukowsky: Sur les Eklogites des Aiguilles Rouges. Genève 1902.
22. W. Hammer: Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultenberg. Zeitschrift für Naturwiss. 72, 1899.
23. A. Lacroix: Le gabbro du Pallet et ses modifications Bull. d. serv. de la carte géol. de la France. 67, 1899.
24. C. Chelius: Die geolog. Verhältnisse bei Lindenfels im Odenwald. Notizblatt des Vereines für Erdkunde. Darmstadt. 16, 1895.
25. C. H. Smigth: Metamorphism of Gabbro, occuring in St. Lawrence County, New York. Americ. Journal of Sc. 151, 1896.
26. S. Franchi: Prasiviti ed anfiboliti sodichi provenienti dalla metamorfosi di rocce diabasiche presso Pegli nelle isole Giglio et Gorgona ed al lapo Argentario. Boll. Soc. Geol. Ital. 15, 1896.
27. A. Verri ed Artini: Le formazioni con ofioliti nell'Umbria e nella Valdichiana. Giornale di mineralogia. 4, 1894.
28. A. Lacroix: Etude minéralogique de la Lherzolite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Nouv. Arch. du Muséum d'Hist. Nat. 6. Paris 1894.
29. L. Duparc et A. Delebecque: Sur les gabbro et les amphibolites du massif de Belledonne. Compt. rend. 118, 1894.
30. J. F. Kemp: Gabbros on the Western Shore of Lake Champlain. Bull. Geol. Soc. of Amer. 5, 1894.
31. Bodmer-Beder: Petrograph. Untersuchung von Steinwerkzeugen und Rohmaterialien aus schweizerischen Pfahlbauten. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. Beilageband XVI, 1902.
32. Fr. W. Wiik: Über die Beziehungen zwischen optischen Eigenschaften und chemischer Zusammensetzung bei den Pyroxen- und Amphibol-Arten. Groths Zeitschr. VII, 1882.
33. Paul Michael: Über die Saussurit-Gabbros des Fichtelgebirges. N. J. für Min., Geolog. und Paläont. 1888, I.
34. Th. H. Holland: On the origin and growth of Garnets and their mikropegmatitic intergroth in pyroxenic rocks. Rec. of the Geolog. Surv. of India. 29. 1896.
35. Lehmann: Untersuchung über die Entstehung der altkrystall. Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Granulitgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und bayr.-böhm. Grenzgebirge. Bonn 1884.
36. Schrauf: Über Kelyphit. N. J. f. Min., Geolog. und Paläont. 1884, II.
37. Mrha: Beiträge zur Kenntnis des Kelyphit. Tscherm. Min.-petr. Mitt. XIX, 1901.
38. S. Franchi: Über Feldspat-Uralitisierung der Natron-Thonerde-Pyroxene aus den eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiische Alpen). N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1902, II.

Digitized by Google

39. Rosenbusch: Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. II. Kalksilikat. hornfelse im Reuch- und Kinzigitgneis. Mitt. der großherzogl. bad. geolog. Landesanstalt. IV. Bd., 3. Heft, 1901.
40. Weinschenk: Beiträge zur Systematik der Granatgruppe. Groths Zeitschrift, XXV, 1896.
41. Weinschenk: Mémoire sur le dynamometamorphisme et la Piézocristallisation. Compt. rend. VIII. congr. géol. intern. 1900. Paris 1901.
42. Weinschenk: Die gesteinsbildenden Mineralien. Freiburg i. B. 1901.
43. Van Hise: Metamorphism of Rocks and Rock flowage. Amer. Journ. of Sc. 156, 1898.
44. C. Dölter u. E. Hussak: Über die Einwirkung geschmolzener Magmen auf verschiedene Mineralien. N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1884, II.
45. O. Mügge: Über künstliche Zwillingsbildung durch Druck am Antimon, Wismut und Diopsid. N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1886, I.
46. Adams u. Nicholson: An experimental investigation into the flow of marble. London 1901.
47. W. R. Schäfer: Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone Tales. Tscherm. Min.-petr. Mitt. XVII, 1898.
48. Rosenbusch: Elemente der Gesteinslehre.
49. Zirkel: Lehrbuch der Petrographie.
50. Ippen: Zur Kenntnis einiger archäischer Gesteine des Bachergebietes. Mitt. des naturw. Ver. für Steiermark. 1893.
51. Rosenbusch: Zur Auffassung der chemischen Natur des Grundgebirges. N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1892, I.
52. J. Blaas: Pseudomorphose von Feldspat nach Granat. Notiz. Tscherm. Min.-petr. Mitt. IV.
53. Gümbel: Eklogite des Fichtelgebirges. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges. Gotha 1879.
54. Blum: Mitteilung an Prof. Leonhard. N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1869.
55. Fedorow u. Nikitan: Die Mineralien des Bogoslowskschen Bergreviers. Annuaire géol. et minér. de la Russie éd et réd. par N. Krichtafovitsch. 3. Lieferung, VII.
56. Hauer: Pseudomorphosen von Chlorit nach Granat. Jahrb. der geolog. Reichsanstalt. XVI, 4.
57. Penfield u. Sperry: On pseudomorphs of garnet from lake superior and Salida, Colorado. Am. Journ. of Sc. 1886, XXXIII.
58. Ed. Döll: Hornblende nach Granat, Magnetit nach Granat u. s. w. Verhandlung der k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1898.
59. Sandberger: Kaliglimmer im Eklogit. N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1878.
60. Van't Hoff: Vorlesungen über theor. und physikal. Chemie, Braunschweig 1898.
61 Nernst: Theoretische Chemie vom Standpunkt der Avogadroschen Regel und der Thermodynamik. Stuttgart 1900.
62. Brauns: Chemische Mineralogie. Leipzig 1896.
63. Rosenbusch: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Bd. I. Stuttgart 1892.

Digitized by Google

64. A. E. Törnebohm: Über die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. N. J. f. Min., Geolog. u. Paläont. 1877.
65. V. Novarese: Dioriti granitoidi e gneissische della Val savaranche (Alpi Graje). Boll. Com. Geol. Ital. 25, 1894.
66. J. Cheluzzi: Di due roccie a glaucofane dell'isola de Giglio. Rend. Accad. Lincei. Roma. 4, 1895.
67. Geo. H. Williams: The Gabbro and associated Hornblende rocks occuring in the neighbourhood of Baltimore. Bull. of the United States. Geolog. Survey. 1886, Nr. 28.
68. W. Petersen: Om Routivare järnmamsfält i Norbottenslän. (Geol. fören förh. 15, 1893.)
69. Giov. Gianotti: Aggiunti petrografici sopra alcune roccie del piano del Re. Giornale di mineralogia etc. 3, 1892.
70. Fr. D. Chester: The Gabbros and associated Rocks in Delaware. (Bull. U. St. geol. Survey. Nr 59, 1890.)
71. Pelikan: Eine Pseudomorphose von Granat nach Augit. Sitz.-Ber. des Deutschen naturw.-mediz. Vereines für Böhmen „Lotos". 1899, Nr. 8.

Inhalt.

Einleitung.

I. Eklogite. Seite

1. Makroskopischer Habitus 441
2. Mineralbestand 445
   a) Omphazit 445
   b) Granat 457
   c) Hornblende 460
   d) Rutil 461
   e) Erze 463
   f) Disthen 463
   g) Biotit 464
   h) Plagioklas 464
   i) Zoisit-Epidot 464
   k) Quarz 465
3. Krystalloblastische Reihe der Eklogitkomponenten 465
4. Chemismus des Eklogits 465
5. Entstehung des Eklogits 467

II. Eklogit-Amphibolite.

A. Typus I.

1. Vorkommen 506
2. Makroskopischer Habitus 507
3. Mikroskopischer Habitus 507
4. Mineralbestand.
   a) Hornblende 508
   b) Pyroxen 510

Digitized by Google

Seite
c) Granat 512
d) Plagioklas 517
e) Quarz 517
f) Zoisit 517
g) Epidot 518
h) Rutil und Erze 518
i) Glimmer 518
5. Krystalloblastische Reihe des Typus I 519
6. Chemismus von Typus I 519
7. Bildungsbedingungen von Typus I 520
B. Typus II.
1. Übergänge zwischen Typus I und II 521
2. Makroskopischer Habitus 521
3. Mineralbestand 522
a) Hornblende 522
b) Granat 524
c) Akzessorien 525
4. Krystalloblastische Reihe von Typus II 525
5. Chemismus von Typus II 525
6. Bildungsbedingungen von Typus II 526
7. Gesteine anderer Lokalitäten von Typus II 527
C. Uralitisierung und Beziehung zwischen Amphibol und Pyroxen in Pyroxenamphiboliten 529
III. Kelyphit-Amphibolite.
1. Vorkommen 532
2. Vergleich mit Typus I und II der Eklogit-Amphiboliten 533
3. Makroskopischer Habitus 534
4. Mineralbestand 534
a) Hornblende 534
b) Granat 536
α) Kelyphit 536
β) Andere Umwandlungsprodukte des Granats 539
c) Plagioklas 541
d) Pyroxen 541
e) Biotit 542
f) Quarz 542
g) Apatit 542
h) Epidot und Zoisit 542
i) Rutil und Titanit 542
k) Erze 543
5. Chemismus des Kelyphitamphibolits 543
6. Entstehung des Kelyphitamphibolits 544
7. Kelyphitamphibolite anderer Lokalitäten 544
a) Vom Mont Blanc 544
b) Vom Schwarzwalde 546

Digitized by Google

Seite

IV. Gewöhnliche Amphibolite.

1. Strukturformen und makroskopischer Habitus 547
   a) Gewöhnliche Amphibolite mit echter Gabbrostruktur 548
      α) Aus dem Ötztal 549
      β) Aus dem Mont Blanc-Gebiet 550
      γ) Aus dem Schwarzwald 551
   b) Schieferige Varietäten der Amphibolite mit Gabbrostruktur . . . 552
   c) Amphibolite mit verwischter Gabbrostruktur 553
      α) Aus dem Profil Sölden 553
      β) Vom Burgstein 557
      γ) Von Umhausen 560
      δ) Amphibolite höherer Horizonte 565
2. Krystalloblastische Reihe der gewöhnlichen Amphibolite 567
3. Bildungsbedingungen der gewöhnlichen Amphibolite 567
4. Chemismus 569

V. Resultate 573

Erklärung der Photographien 574

Literaturverzeichnis 575

Digitized by Google

XXVI. Notizen.

Pseudomorphose von Quarz nach Kalkspat oder Dolomit.

Im vergangenen Jahre gelangte an das mineralogisch-petrographische Institut der deutschen Universität in Prag eine Stufe mit der Fundortsbezeichnung „Reschitza", ohne daß es möglich gewesen wäre, Genaueres über das Vorkommen zu ermitteln.

Das Stück besteht aus einem licht-grünlichgelben dichten Minerale, in das als Matrix ziemlich große Rhomboëder, die deutlich an das Grundrhomboëder des Kalkspats erinnern, eingebettet sind. Die Kantenlänge des größten Krystalles beträgt etwa 1·5 *cm*. Die Krystalle sind aber pseudomorphosiert; ihr ursprünglicher Inhalt ist vollständig entschwunden und an seine Stelle ist Quarz getreten, der teilweise durch Roteisen gefärbt ist. Auf der Unterseite der Stufe sieht man im Gemenge mit dem obengenannten Minerale körnigen Kalkspat, der sich bei der chemischen Prüfung als schwach dolomitisch erweist, kleinere und größere Massen von Magnetit und etwas gelben Granat.

Die pseudomorphen Krystalle sind oft bauchig gewölbt und haben mehr oder minder glatte Oberflächen. Manche davon sind hohl und besitzen außen eine Rinde, die aus faserigem Quarz (Längsrichtung = c) besteht, dessen Fasern senkrecht auf der Oberfläche der Pseudomorphosen stehen, während das Innere teilweise von einem Aggregat von Quarzindividuen erfüllt ist. Manche Krystalle sind bloß außen von einer Quarzmasse überzogen und der Innenraum ist ausgefüllt mit krystallinischem Kalk.

Was nun die Gestalt dieser pseudomorphen Formen anbelangt, so haben näherungsweise Messungen ergeben, daß der Polkanten-Winkel mit dem des Kalzitrhomboëders, nämlich $r = 74° 55'$, nahezu übereinstimmt, so daß die vorliegenden Pseudomorphosen doch wohl auf rhomboëdrische Karbonate zurückzuführen sind.

Das blaßgrünlich-gelbe Mineral, in welches die Pseudomorphosen eingebettet sind, erscheint dicht und hat unvollkommenen Fettglanz. Der Bruch dieses Aggregats ist muschelig und feinsplitterig. Es hat eine geringe Härte und das Strichpulver ist von lichterer Farbe wie das Mineral selbst, Merkmale wie sie beim Schweizerit vorkommen.

Vorkommnisse von diesem Minerale sind aus dieser Gegend bereits in der Literatur angegeben worden, und zwar findet sich auf der Archangelgrube bei

Digitized by Google

Dognácska ein dem Schweizerit von Zermatt ähnlicher Serpentin.[1]) Ebenso wurde von Moravicza ein dichter öl- bis zeisiggrüner, stellenweise dunkelgrün gefärbter Serpentin beschrieben, der von Hidegh analysiert wurde und sich als Schweizerit erwiesen hat.[2])

Es war daher von vornherein an dieses Mineral zu denken und die Analyse gibt die Bestätigung dafür.

Die Lötrohrversuche gaben folgende Resultate: Das Mineral wird vor dem Lötrohr zuerst grau, dann brennt es sich weiß, schmilzt aber nicht.

Im Kölbchen gibt es Wasser ab, das nicht sauer reagierte. Geglüht und wasserbefeuchtet gibt es auf Curcumapapier alkalische Reaktion. In Borax ist es unter augenblicklichem Brausen etwas langsam, aber vollständig lösbar zu einem klaren, schwach von Eisen gefärbten Glase.

In Phosphorsalz ist es ebenfalls mit ziemlich starkem, aber schnell vorübergehendem Brausen schwierig und nur teilweise mit Hinterlassung eines Kieselskelettes lösbar zu klarem, schwach von Eisen gefärbtem Glase, welches beim Erkalten trübe wird.

Das auf der Kohle geglühte Mineralpulver gibt mit Kobaltsolution befeuchtet eine blaßrötliche Färbung, die nach Zusatz von Phosphorsäurelösung bei nochmaligem Glühen ins Violettrote übergeht.

Konzentrierte Salzsäure zerlegt das Mineral nur schwierig, hingegen wird es von Schwefelsäure rasch und vollständig gelöst, wobei sich die Kieselsäure in Form einer Gallerte abscheidet.

Die quantitative Analyse ergab die unter I angeführte Zusammensetzung.

	I.	II.
SiO_2	41·32%	42·45
FeO	2·22%	2·12
Al_2O_3	0·95%	—
MgO	41·58%	42·56
H_2O	14·12%	13·70
	100·19%	100·83

Belege für die Analyse: Einwage 0·8632 *g*. Aufgeschlossen wurde mit $KNaCO_3$. Die mit Salzsäure abgeschiedene Kieselsäure wog 0·2566 *g*, entspricht daher 41·32% SiO_2. Eisen und Aluminium wurden zusammen mit Ammoniak gefällt. Der geglühte Niederschlag hatte ein Gewicht von 0·0296 *g*. Derselbe wurde mit Kaliumbisulfat aufgeschlossen, das Eisen darin reduziert und mit $\frac{n}{10}$ $KMnO_4$ ($I = 0·1057$) titriert. Verbrauch an $KMnO_4$ 2·52 cm^3. Das entspricht 2·22% FeO. Daher entfallen auf Aluminium 0·95% Al_2O_3.

Das Magnesium wurde als $Mg_2P_2O_7$ gewogen, dessen Gewicht betrug 0·9904 *g* entsprechend 41·58% MgO.

Das Wasser wurde direkt aus dem Gewichtsverlust durch Glühen im Platintiegel ermittelt. Die Einwage dazu war 0·7900 *g*. Die Gewichtsabnahme betrug 0·1116 *g*, entspricht also 14·12% H_2O.

[1]) Krenner, Földt. Köszlöny 1883, 13, pag. 210.

[2]) Groth, Zeitschrift, 5, pag. 102.

Digitized by Google

Die Eisenoxydul-Bestimmung wurde nach der Methode von Pebal-Doelter ausgeführt: 0·7212 *g* verbrauchten in schwefelsaurer Lösung bis zur bleibenden Rotfärbung 2·12 cm^3 $\frac{n}{10}$ $KMnO_4$ vom Index $I = 0{\cdot}1057$. Dieser Verbrauch entspricht 2·24% Fe O.

Daraus geht hervor, daß das gesamte darin enthaltene Eisen in der Oxydulform vorhanden ist.

Rechnet man aus der oben angegebenen Analyse die Formel, so ergibt sich $2SiO_2.3MgO.2H_2O$, wobei das Magnesiumoxyd teilweise durch Eisenoxydul ersetzt ist. Das Aluminium, das darin auch auftritt, ist dabei nicht in Betracht zu ziehen. Es liegt daher diesem Minerale genau dasselbe Silikat zugrunde wie dem Serpentin, womit auch seine Eigenschaften, sowohl in der Analyse, als auch dem äußeren Aussehen nach im vollsten Einklang stehen.

Hintze gibt an, daß eine Untersuchung von Merz den Beweis erbracht habe, daß Schweizerit identisch mit Serpentin sei. In der betreffenden Abhandlung (Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 1861) wird Schweizerit zwar nicht erwähnt; es ist aber wahrscheinlich, daß der unter Nr. IV angeführte von den 5 analysierten, vom Findelgletscher bei Zermatt stammenden Serpentine jener ist, dem man den Namen Schweizerit gegeben hat. Es heißt daselbst pag. 371: „Dieser Serpentin war dicht und stellte plattenförmige Stücke dar. Farbe hell gelblichgrün, Bruch uneben und splittrig, die Splitter wenig schimmernd bis matt, an den Kanten schwach durchscheinend. Härte 3·5—4·0." Die Analyse ergab die unter II angeführte prozentische Zusammensetzung, welche allerdings ganz genau einem Serpentin entspricht.

Gleichzeitig mit dem hier beschriebenen Stücke gelangte ein zweites an das Institut, das hauptsächlich aus Schweizerit besteht, der aber hier krummfaserig ausgebildet ist. Das Verhalten vor dem Lötrohre ist das gleiche, wie es oben beschrieben wurde. Interessant ist auch hier die Paragenese. Um eine etwa doppelt haselnußgroße Masse von Hämatit legt sich eine Hülle von gelbem Granat und auf diesem sitzen die annähernd S-förmig gebogenen Fasern des Schweizerit, zwischen denen kleine Partien von Ca-Karbonat liegen, der also offenbar denselben Vorgängen seine Entstehung verdankt wie der Granat, der wohl als Kontaktbildung betrachtet werden darf.

Von den optischen Eigenschaften des Schweizerit wurde folgendes ermittelt. Nimmt man von dem dichten Stücke eine Lamelle parallel zur Fläche des flachmuscheligen Bruches, so erhält man stets ein Achsenbild mit mehr oder minder senkrecht austretender Mittellinie c, um welche die Dispersion $\rho > \upsilon$ beobachtet werden kann, die zuweilen ganz besonders deutlich hervortritt. Die Größe des Achsenwinkels schwankt aber innerhalb weiter Grenzen. Bei diesen Untersuchungen kann man sehen, daß die in Öl eingebetteten Blättchen, die anfangs trübe sind, allmählich ganz hyalin werden, weil das Öl die zwischen den Blättchen befindliche Luft verdrängt. Die Konturen verschwinden nahezu vollständig bei Einbettung in Nelkenöl.

Während also dieses Stück den Schweizerit in allerdings versteckt blättriger Form enthält, denn nur so ist es zu erklären, daß Blättchen, die nach der Fläche des flachen Bruches genommen werden, immer ein Achsenbild liefern — ist das

Digitized by Google

zweite Stück entschieden faserig ausgebildet, wovon man sich durch Zerquetschen zwischen zwei Objektträgern überzeugen kann. Die Fasern haben geringe Auslöschungsschiefe (etwa 2—3°) und sind in der Längsrichtung stets positiv.

Was demnach die mutmaßliche Entstehung dieser Pseudomorphose anbelangt, so haben wir es hier mit einer Verdrängungspseudomorphose zu tun, die so aufzufassen ist, daß zuerst die rhomboëdrischen Karbonate — in Betracht kommen wohl nur dolomitischer Kalkspat oder Dolomit — vorhanden waren, die dann durch eine kieselsäurehältige Lösung zerstört wurden; Kieselsäure in der Form von Quarz wurde ausgeschieden, während die Karbonate in Lösung gingen.

Daß der zwischen den pseudomorphen Formen gleichzeitig mit auftretende Schweizerit der Wechselwirkung zwischen den gelösten Karbonaten und der hinzugekommenen Kieselsäurelösung sein Dasein verdankt, ist nach dem oben Gesagten höchst wahrscheinlich.

Es liegt daher in diesem Falle eine Verdrängungs-Pseudomorphose von Quarz nach Kalkspat oder Dolomit vor, mit einem blaß grünlichgelb gefärbten Mineral, als Zwischenlagerungssubstanz, welches Mineral sich bei der Analyse als Schweizerit erwiesen hat.

Prag, im Juli 1903. *Josef Gössl.*

Über einige interessante Epidotkrystalle von Zöptau.

(Mit 11 Textfiguren.)

Der Epidot von Zöptau, eines der schönsten mährischen Mineralvorkommen, ist zuerst von Viktor v. Zepharovich[1]), später von Gerhard v. Rath[2]) und zuletzt von Franz Kretschmer[3]) beschrieben worden. Schon Viktor v. Zepharovich konstatierte auf Grund von eigenen Messungen bereits alle 11 bisher an den Epidotkrystallen von Zöptau beobachteten Partialformen, beschrieb ferner die eigentümliche Struktur dieser Krystalle und die durch dieselbe bedingte Beschaffenheit ihrer Flächen und machte uns endlich auf einer seiner Abhandlung beigefügten Tafel mit allen von ihm beobachteten Flächenkombinationen und Zwillingen des Zöptauer Epidots bekannt.

Die spätere Beschreibung Gerhards v. Rath enthält nichts wesentlich Neues und jene Kretschmers enthält hauptsächlich interessante Details über die Topographie der wichtigsten Epidotfundstätten von Zöptau.

Die am Epidot von Zöptau bisher beobachteten 11 Partialformen sind folgende:

M (001) 0 P, T (100) ∞ P ∞, P (010) ∞ P ∞, r ($\bar{1}$01) P ∞, l ($\bar{2}$01) 2 P ∞, i ($\bar{1}$02) ½ P ∞, e (101) — P ∞, o (011) P ∞, n ($\bar{1}$11) P, u (210) ∞ P 2, z (110) ∞ P.[4])

---

[1]) Viktor v. Zepharovich, Epidot von Zöptau in Mähren. (Sitzungsber. d. k. Gesellsch. d. Wiss. in Prag, 1865, pag. 63.)

[2]) Gerhard v. Rath, Mineralien von Zöptau. (Groths Zeitschrift. 5. Bd., 1881, pag. 253.)

[3]) Franz Kretschmer, Die Mineralfundstätten von Zöptau und Umgebung. (Diese Mitt. N. F. 1895, 14. Bd.)

[4]) Aufstellung nach Marignac—Kokscharow.

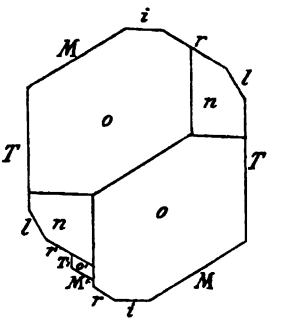
Digitized by Google

An von mir erworbenen Epidotkrystallen von Zöptau konnte ich nicht nur alle angeführten Partialformen auffinden, sondern auch die von Viktor v. Zepharovich beschriebene Struktur der Krystalle und Beschaffenheit der Flächen beobachten. Einige von diesen Krystallen weisen jedoch neue Flächenkombinationen auf und erregen überdies noch durch die Beschaffenheit ihrer Flächen ein besonderes Interesse; sie verdienen daher einer eingehenden Beschreibung unterzogen zu werden.

Die meisten von diesen Epidotkrystallen stammen aus den Klüften und Nestern des Amphibolschiefers am „Pfarrerbgut" bei Zöptau, wo dieselben entweder mit Prehnit oder mit Albit zusammen vorkommen. Ein Krystall stammt vom „Butterhübel" bei Marschendorf und ist auf einem von Pistazit durchsetzten Amphibolit aufgewachsen.

Die folgenden Figuren 1—7 veranschaulichen Krystalle aus den Prehnitführenden Klüften am „Pfarrerbgut", wo der Epidot in Begleitung von Prehnit,

Fig. 1.



Epidotzwilling vom „Pfarrerbgut" bei Zöptau.

Sphen, Apatit und Bergkrystall in dem die Klüfte ausfüllenden braunen Ton eingebettet vorkommt und der Prehnit die Matrix der Epidotdrusen bildet.

In Fig. 1 ist das eine orthodiagonale Ende eines 3 *cm* langen vollständig ausgebildeten Zwillingskrystalles dargestellt. Ein Individuum dieses nach T zusammengesetzten Zwillings ist derart verkümmert, daß derselbe wie ein einfacher Krystall aussieht. Die Figuren 2 und 3 sollen die beiden orthodiagonalen Enden des einen vorzugsweise entwickelten Individuums veranschaulichen. Dasselbe erscheint in der orthodiagonalen Zone von T, M, i, r, l, an dem rechten orthodiagonalen Ende (Fig. 2) von o, n und an dem linken orthodiagonalen Ende von o, n, P begrenzt; dasselbe ist also an den beiden Enden verschieden ausgebildet. Das verkümmerte Individuum des Zwillings läßt bloß die Flächen M', T', o' erkennen. Die Flächen M' und T, beziehungsweise r und T' bilden zwei ziemlich nahe nebeneinanderliegende Längsrinnen, durch welche der Zwilling als solcher zu erkennen ist. Was die Ausdehnung der Flächen an dem vorzugsweise ausgebildeten Individuum anlangt, so erscheinen in der orthodiagonalen Zone die Flächen T vorwaltend entwickelt, dann folgen in bezug auf ihre Ausdehnung die Flächen M; die Flächen

Digitized by Google

r, l und i bilden hingegen nur schmale Leisten. An dem rechten freien Ende sind die Flächen o vorwaltend, die Flächen n hingegen nur untergeordnet entwickelt; an dem linken freien Ende herrscht jedoch die Fläche P vor, während die Flächen n und o nur als schmale Leisten erscheinen.

Fig. 4 veranschaulicht das rechte orthodiagonale Ende eines anderen 2 *cm* langen und 1 *cm* breiten einfachen Krystalles, welcher mit seinem linken Ende auf

Fig. 2.

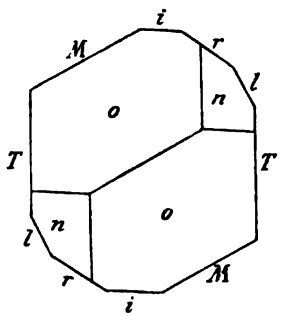
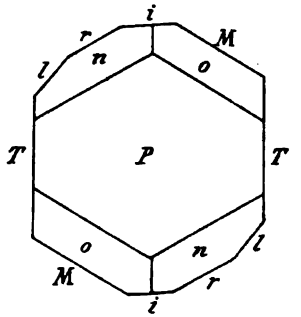


Fig. 3.



Epidotzwilling vom „Pfarrerbgut" bei Zöptau. (Rechtes und linkes orthodiagonales Ende des vorzugsweise entwickelten Individuums.)

einer Matrix von Prehnit aufgewachsen war. Derselbe zeigt in der orthodiagonalen Zone die Begrenzung M i r T e und an dem freien Ende P o n z. Die Flächen M und r haben in der orthodiagonalen Zone die größte Ausdehnung, die Flächen T, i und e sind hingegen nur untergeordnet entwickelt. An dem freien orthodiagonalen Ende

Fig. 4.

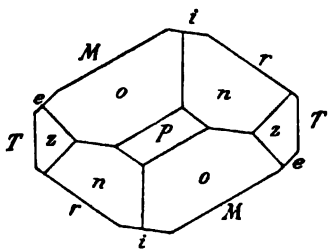
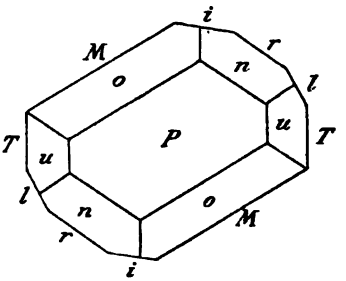


Fig. 5.



Epidot vom „Pfarrerbgut" bei Zöptau.

herrschen die Flächen o und n vor, während die Flächen P und z zurücktreten. Dieser Krystall beweist, daß die Fläche P auch an einfachen Krystallen von Zöptau vorkommt, was deshalb von Interesse ist, weil v. Zepharovich diese Fläche nur an Zwillingen beobachtet hat.

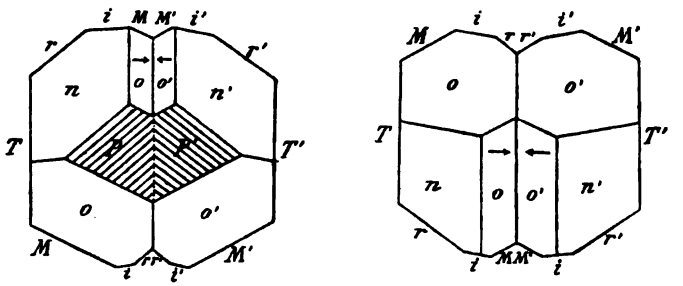
An einem vollkommen ausgebildeten einfachen Krystalle, dessen rechtes orthodiagonales Ende in Fig. 5 dargestellt ist, erscheint die Fläche P an beiden

Digitized by Google

orthodiagonalen Enden, und zwar sogar vorwaltend, außerdem aber noch die Flächen o, n und u als schmale Leisten entwickelt. In der orthodiagonalen Zone sind die Flächen T, M und r vorherrschend. i und l hingegen nur untergeordnet ausgebildet.

Fig. 6 und 7 stellen die beiden orthodiagonalen Enden eines vollkommen entwickelten Zwillingskrystalles vor. Derselbe erscheint, wie alle Zwillinge des Zöptauer Epidots, nach T als Zwillingsfläche zusammengesetzt und zeigt zwei von M und M', beziehungsweise von r und r' gebildete Längsrinnen und von o und o' gebildete Rinnen an den freien orthodiagonalen Enden. Die beiden gleichmäßig ausgebildeten Individuen sind in der orthodiagonalen Zone von T M i r, an dem einen orthodiagonalen Ende von P o n, an dem entgegengesetzten Ende aber bloß von o und n begrenzt. Da die Fläche P an dem einen Individuum bloß links, an dem anderen bloß rechts entwickelt ist, so erscheinen die Flächen P und P' nur an dem einen orthodiagonalen Ende des Zwillings, fallen dort in eine Ebene zusammen,

Fig. 6 und 7.



Epidotzwilling vom „Pfarrerbgut" bei Zöptau.

welche eine federförmige Streifung zeigt. Letztere rührt davon her, daß die Flächen P und P' parallel zur Kombinationskante mit n, beziehungsweise n' gerieft erscheinen und die Riefen dieser beiden in eine Ebene zusammenfallenden Flächen miteinander stumpfe Winkel einschließen. Dieser Zwilling ist also ebenso wie die beiden ihn zusammensetzenden Individuen an den beiden Enden verschieden begrenzt, indem an einem Ende die Flächen P und P' ausgebildet sind, während an dem anderen Ende die Flächen n und o, beziehungsweise o' und n' sich unmittelbar vereinigen. Auch an dem Zwillinge in Fig. 1 erscheint P nur an einem Ende ausgebildet. Die verschiedene Begrenzung an den freien Enden mancher Epidotzwillinge wird übrigens schon von Viktor v. Zepharovich a. a. O. erwähnt.

Die Figuren 8, 9 und 10 veranschaulichen Krystalle aus den Albit führenden Klüften des Amphibolschiefers am „Pfarrerbgut", wo der Epidot mit Albitkrystallen zusammen prachtvolle Drusen bildet und von Sphen, Bergkrystallen und Amiant begleitet in dem die Klüfte ausfüllenden braunen Ton eingeschlossen vorkommt. Die Matrix dieser zuerst von Franz Kretschmer[1]) beschriebenen

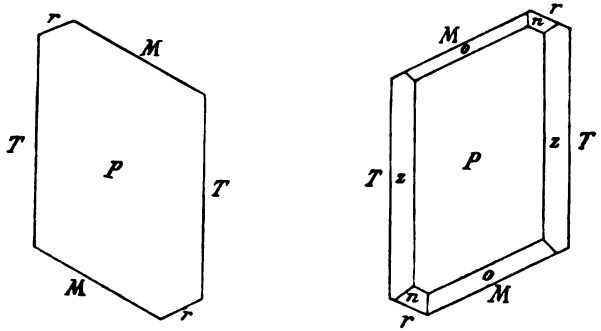
[1]) A. a. O.

Digitized by Google

Epidotkrystalle und der mit denselben vereinigten Albitkrystalle bildet der Amphibolschiefer selbst.

Der Krystall in Fig. 8 ist in der orthodiagonalen Zone von M T r und an dem freien Ende nur von P begrenzt. An dem Krystalle in Fig. 9 erscheinen an

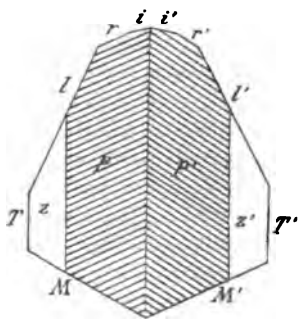
Fig. 8 und 9.



Epidot aus den Albit führenden Klüften vom „Pfarrerbgut" bei Zöptau.

dem freien orthodiagonalen Ende außerdem die Flächen o, n und z als sehr schmale Streifen entwickelt. Die Fläche P ist jedoch vorwaltend entwickelt und erscheint parallel zur Kombinationskante mit r deutlich gerieft. In der orthodiagonalen Zone erscheinen an beiden Krystallen die Flächen T und M am meisten ausgedehnt,

Fig. 10.



Epidotzwilling aus den Albit führenden Klüften vom „Pfarrerbgut" bei Zöptau.

während die Flächen r nur als schmale Streifen ausgebildet sind. In Fig. 10 ist ein Zwilling nach T dargestellt, dessen gleichmäßig entwickelte Individuen die Begrenzung M T l r i P z erkennen lassen. Derselbe hat das Aussehen eines einfachen Krystalles, gibt sich jedoch durch seine Pseudosymmetrie und durch die feder-

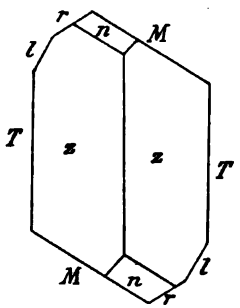
Digitized by Google

förmige Streifung auf den in eine Ebene zusammenfallenden Flächen P und P', sowie auch durch die deutlich sichtbare Zwillingsnaht als solcher zu erkennen. Was die Ausdehnung der Flächen anbelangt, so sind die Flächen P M und l vorwaltend, die übrigen jedoch nur untergeordnet entwickelt.

Fig. 11 stellt endlich das linke orthodiagonale Ende eines auf einer Matrix von Pistazit führendem Amphibolit aufgewachsenen Epidotkrystall vom „Butterhübel" bei Marschendorf vor, welcher die Begrenzung M T r l n z zeigt und an welchem die Flächen M T und z vorwaltend entwickelt sind.

Was die Beschaffenheit der Krystallflächen anlangt, so macht sich nicht nur an den hier beschriebenen, sondern auch an allen Epidotkrystallen von Zöptau, welche ich zu beobachten Gelegenheit hatte, eine merkwürdige Übereinstimmung geltend. Die Beschaffenheit der Flächen wird durch die schon von

Fig. 11.



Epidot vom „Butterhübel" bei Marschendorf.

Viktor v. Zepharovich beschriebene Struktur der Krystalle bedingt. Die Flächen M und i sind entweder glatt und eben oder — wie dies an allen größeren Krystallen beobachtet werden kann — mit gleich orientierten Krystallamellen oder kurzen Krystallnadeln bedeckt, woraus zu ersehen ist, daß das Wachstum der Krystalle durch Anlagerung von lamellaren oder kurznadelförmigen Individuen auf die genannten Flächen erfolgte. Diese Anlagerung auf M und i erklärt auch die horizontale Riefung auf den Flächen T und r in der orthodiagonalen Zone und ferner auch die drusigrauhe Beschaffenheit der Flächen o an den orthodiagonalen Enden. Die horizontale, d. i. die mit der Orthodiagonale parallellaufende Riefung ist auf den Flächen T am deutlichsten zu sehen. Die Flächen r lassen überdies außer einer ziemlich groben Riefung noch deutliche durch Erosion bewirkte Grübchen erkennen, wodurch dieselben wie gegittert aussehen. Auch die anderen in der orthodiagonalen Zone liegenden Flächen mit Ausnahme der schon früher erwähnten Flächen M und i sind mehr weniger deutlich gerieft. An den freien orthodiagonalen Enden der Krystalle erscheinen die Flächen P, wenn sie vorhanden sind, parallel zur Kombinationskante mit r oder n, und zwar gewöhnlich undeutlich gerieft, ebenso die Flächen n und z, und zwar parallel zu ihren Kombinationskanten mit T; die

Digitized by Google

Flächen o erscheinen hingegen — wie bereits früher erwähnt — drusigrauh.[6]) Diese drusigrauhe Beschaffenheit wird durch den vorhin erwähnten Bau der Krystalle verursacht, indem die gut entwickelten Enden der die Krystalle zusammensetzenden lamellaren oder kurznadelförmigen Individuen mehr weniger hervorragen und sich also nur höchst unvollkommen zur Fläche o vereinigen.

Die soeben geschilderte Beschaffenheit der Krystallflächen, welche zum Teil schon von Viktor v. Zepharovich angegeben wird, tritt an allen Zöptauer Epidoten so charakteristisch auf, daß man durch dieselbe die einzelnen Flächenformen ganz gut erkennen und unterscheiden kann. Sie kann daher zur approximativen Orientierung über die einzelnen Krystallflächen verwendet werden, besonders wenn man außerdem noch die Ausdehnung derselben, ihre gegenseitige Lage und ihren Zonenverband berücksichtigt.

Prof. Vinzenz Neuwirth, Olmütz.

---

[6]) Die drusigrauhe Beschaffenheit der Flächen o kann selbst bei kleineren Krystallen mit der Lupe leicht beobachtet werden.

Digitized by Google

XXVII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Agafannoff V. K. (St. Petersburg, Polytechnikum): Sur l'absorption de la lumière par les cristaux et sur le polychroisme dans la partie ultra-violette du spectre. (Russisch mit franz. Resümee.)

Baumhauer H.: Über den Krystallbau des Lepidolith. — Eclog. geol. Helvet. Vol. VII, No. 4.

Beckenkamp J.: Krystallographische Untersuchung einiger Salze der unterphosphorigen Säure. — Zeitschr. f. Kryst. u. Min. Bd. XXXVII, pag. 618, 1903.

Behr Johannes: Beiträge zu den Beziehungen zwischen eutropischen und isomorphen Substanzen. Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1903.

Brauns R.: Ein Projektionsapparat für den mineralogischen Unterricht. — Neues Jahrb. f. Min. etc., Bd. II, pag. 1—10, 1903.

Demel W.: Chemische Analysen schlesischer Mineralien. — Troppau, A. Drechsler, 1903.

Dittrich M.: Über Manganbestimmung in Gesteinen. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. Jahrg. XXXV, Berlin 1902.

Derselbe: Über eine neue Methode zur Trennung von Mangan und Eisen. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. Jahrg. XXXVI. Heft 10, Berlin 1903.

Hinden Fritz: Neue Reaktionen zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit. — Verh. d. Naturf. Ges. in Basel, Bd. XV, Heft 2, 1903.

Ites Petrus: Über die Abhängigkeit der Absorption des Lichtes von der Farbe in krystallisierten Körpern. — Göttingen, Fr. Kaestner, 1903.

Loczka J.: Chemische Analyse des Anapait. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, Heft 5, 1903.

Luquer L. Mc.: On the Determination of Relative Refractive Indices of Minerals in Rock Sections by the Becke Method. — School of Mines Quarterly, Vol. XXIII, No. 2, Jan. 1902.

Melczer G.: Über die Symmetrie und das Achsenverhältnis des Hämatit. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXXVII, Heft 6, Leipzig 1903.

Miers H. A.: On the Variation of Angles observed in Crystals. — Proceed. of the Royal Soc. Vol. LXXI, pag. 439—441, 1903.

Digitized by Google

Mügge O.: Die regelmäßigen Verwachsungen von Mineralen verschiedener Art. — N. Jahrb. f. Min. etc., Beilage Bd. XVI, pag. 335—475. Stuttgart 1903.

Müller C. Erich: Optische Studien am Antimonglanz. — E. Schweizerbart, Stuttgart 1903.

Moses A. J.: Formula and Graphic Methods for Determining Crystals in Terms of Coordinate Angles and Miller Indices. — The School of Min. Quart. Vol. XXIV, No. 1, 1902.

Schwarz P. Thiemo: Resultate aus den im Jahre 1901 auf der Sternwarte zu Kremsmünster angestellten meteorologischen Beobachtungen. — Sternwarte Kremsmünster. Wels 1902.

Tesch P.: On the refractive index of rock-glasses. — Proceed. of the Meeting of Saturd. March 28, 1903.

Tschermak G.: Über die chemische Konstitution der Feldspate. — Sitzber. d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien. Mathem.-naturw. Klasse, Bd. CXII, Abt. I, Mai 1903.

Mineralogie.

Baumhauer H.: Beitrag zur Kenntnis des Hyalophan. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, Heft 6, Leipzig 1903.

Derselbe: Mineralien aus dem Binnental, Kanton Wallis. — Eclog. geol. Helvet. Vol. VII, No. 4.

Borgström Leon H.: Die Meteoriten von Huittis und Marjalahti. — Helsingfors 1903.

Cohen E.: Die Meteoreisen von Ranchito und Casas Grandes. — Mitteil. d. naturw. Verein. f. Neuvorpommern und Rügen. 35. Jahrg., 1903.

Derselbe: Ein neuer Pallasit aus Finmarken, Norwegen. — Mitteil. d. naturw. Verein. f. Neupommern und Rügen. 35. Jahrg., 1903.

Derselbe: Über die Meteoreisen von Cuernavaca und Iredell. — Mitteil. d. naturw. Verein. f. Neuvorpommern und Rügen. 34. Jahrg., 1902.

Hobbs W. H.: Meteorite from Algoma Wisconsin. — Bull. of the Geol. Soc. of Amer. Vol. XIV, pag. 97—116, 1903.

Hoffmann J.: Historisch-mineralogische Skizze von Schlaggenwald. — Jahresber. d. Realsch. Elbogen, 1903.

Hogenraad G. B.: On an Eisenrose of the St. Gotthard. — Konink. Akad. van Wet. te Amsterdam, 1903.

Loczka J.: Über den Berthierit von Bräunsdorf. — Zeitschr. f. Krystall. etc., Bd. XXXVII, 4. Heft, 1903.

Moses A. J.: Notes on recent mineralogical literature. — The School of Min. Quart. Vol. XXIV, No. 2, 1903.

Palache C. und F. R. Fraprie: Mitteilungen aus dem mineralogischen Museum zu Harvard XII. 1. Babingtonit von Somerville, Mass.; 2. Babingtonit von Athol, Mass. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, Heft 5, 1903.

Rogers A. F.: Mineralogical notes No. 3. — School of Mine Quarterly. Vol. XXIII, No. 2, 1902.

Digitized by Google

Derselbe: Minerals observed on Buried Chinese Coins of the seventh century. — Amer. Geol. Vol. XXXI, Jan. 1903.

Schaller W. T.: Minerals from Leona Heights Alameda Co., California. — Univ. of Californ. Public. Bull. of the Dep. of Geol. Vol. III, No. 7, 1903.

Schirmeisen Karl: Systematisches Verzeichnis mährisch-schlesischer Mineralien und ihrer Fundorte. — Sonderabdruck a. d. Jahresbericht des Lehrerklubs für Naturkunde in Brünn. Brünn 1903.

Sigmund A.: Die Sammlung niederösterreichischer Minerale im k. k. naturhistorischen Hofmuseum. — Gerold & Komp., Wien 1903.

Sousa Brandão V. de: Sur un gisement remarquable de Riebeckite et le Zircon qui l'accompagne. Lissabon, Imprimerie National, 1903.

Tenne und Calderón: Die Mineralfundstätten der Iberischen Halbinsel. — A. Asher & Ko. Berlin, 1902.

Weber M.: Über Danburit aus Japan. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, pag. 620, 1903.

Derselbe: Über Flußspat von Epprechtstein im Fichtelgebirge. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, Heft 5.

Zenghelis C. D.: Les minérais et minéraux utiles de la Grèce, notes statistiques. — Athènes. „Hestia", 1903.

Petrographie, Geologie, Paläontologie.

Agamennone G.: Il terremoto nell' isola di Cipro del 29. Giugno 1896. — Boll. dell. soc. Sism. Ital. Vol. VIII, Modena 1903.

Anderson T. und Flett John S.: Report on the eruptions of the soufriere, in St. Vincent, in 1902, and on a visit to montagne Pelée, in Martinique. — Part. I. Philosoph. transact. of the royal soc. of London. Ser. A, Vol. CC, pag. 353—553, 1903.

Block J.: Über einige Reisen in Griechenland mit Berücksichtigung der geologischen Verhältnisse sowie der Baumaterialien, insbesondere der Marmorarten Griechenlands im Vergleich mit denjenigen Deutschlands und einiger anderer Länder. — Sitzber. d. niederrhein. Ges. f. Nat.- und Heilkunde, Bonn 1902.

Boletin del Cuerpo de Ingenieros de Minas del Perú No. 1. — Imp. Torres Aguirre, Unión 150, Lima 1902.

Bontschew G.: Beitrag zur Petrographie der Sarnena gora (Karadja Dagh) in Süd-Bulgarien. — Sbornik za narodni Umotvorenia etc. I (XIX), Sofia 1903.

Brauns R.: Asche des Vulkans Sta. Maria in Guatemala. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 132—134, 1903.

Derselbe: Über die Asche des Vulkans Sta. Maria in Guatemala. Nr. 9, 1903.

Brezina A. und Cohen E.: Über ein Meteoreisen von Mükerop, Bez. Gibeon, Großnamaland. — Jahreshefte des Ver. f. vaterländische Naturkunde in Württemberg. Bd. LVIII, pag. 292—306, 1902.

Carnegie Institution of Washington: Reports of Advisory Committees on Geology and Geophysics. 1902. — Washington 1903.

Digitized by Google

Credner Rudolf: Zum 20jähr. Bestehen der Geographischen Exkursionen der Geograph. Gesellschaft zu Greifswald. — VIII. Jahresber. d. Geograph. Gesellsch. Greifswald 1903.

Dervis M. V.: Sur les laccolites du flanc nord de la chaine du Caucase. Compt. rend. 26 jan. 1903.

Doelter C.: Der Monzoni und seine Gesteine. — Sitzber. der k. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-nat. Kl. Bd. CXI, Abt. I, Dez. 1902.

Derselbe: Zur Altersfolge der Eruptivgesteine von Predazzo. — Verhdl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1903, Nr. 11.

Döll Eduard: Über die Beobachtung des Falles von Meteoriten und das Aufsammeln derselben. — Programm der öff. Unter-Realschule, Wien, I. Ballgasse 6. Wien 1903.

Duparc, L. Mrasec et F. Pearce: Le dévonien inférieur de la région de la Kosva (Oural du Nord) et sur l'existence de plusieurs mouvements orogéniques successifs dans l'Oural du Nord. — Compt. rend. 9. mars 1903.

Eakle Arthur S.: Palacheite. — Univ. of Calif. Publ. Bull. of the Dep. of Geol. Vol. III, No. 9, pag. 231—236, Berkeley 1903.

Enderle J.: Die Bildung der Salzlagerstätten. — Jahresber. d. Gymn. Wels 1903.

Gäbert C.: Gerölleführende Schichten in der Gneisformation bei Boden im sächsischen Erzgebirge. — Zentralbl. f. Min. etc. 1903, 465—469.

Derselbe: Sonderabdruck aus den Erläuterungen zur Sektion Fürstenwalde-Graupen der geol. Spezialkarte von Sachsen. (Archaeischer Anteil.)

Göbl Wilhelm: Geologisch-bergmännische Karten mit Profilen von Raibl nebst Bildern von den Blei- und Zinklagerstätten in Raibl. — Herausgeg. v. Ackerbauministerium, Wien 1903.

Hammer W.: Porphyrite und Diorit aus den Ultentaler Alpen. — Jahrb. d. geol. Reichsanst. Bd. LIII, Heft 1, Wien 1903.

Hay O. P.: Two New Species of Fossil Turtles from Oregon. Univ. of Calif. Publ. Bull. of the Dep. of Geol. — Vol. III, No. 10, pag. 237—241, Berkeley 1903.

Heineck Fr.: Die Diabase an der Bahnstrecke Hartenrod-Uebernthal bei Herborn. — E. Schweizerbart, Stuttgart 1903.

Hobbs W. H.: Instance of the Action of the Ice-sheet upon Slender Projecting Rock Masses. — Amer. Journ. of Sc. Vol. XIV, Dec. 1902.

Derselbe: The Geological Structure of the Southwestern New England Region. — Amer. Journ. of Sc. Vol. XV, June 1903.

Derselbe: The Mapping of the Crystalline Schists. — Journ. of Geol. Vol. X, No. 8, 1902.

Hoek Henry: Geologische Untersuchungen im Plessurgebirge um Arosa mit 4 Tafeln, 1 Kartenskizze, 1 Panorama und 20 Fig. im Text. — Ber. d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br. XIII, 1903.

Hoernes R.: Die Anfangskammer eines Nautilus vom Röthelstein bei Aussee. — Mitteil. d. nat. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1902.

Derselbe: Die vulkanischen Ausbrüche auf den kleinen Antillen. — Mitteil. d. nat. Ver. f. Steiermark, Jahrg. 1902.

Digitized by Google

Derselbe: Zur Ontogenie und Phylogenie der Cephalopoden. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. LIII, Heft 1, 1903.

Hornung F.: Neueres Tatsachenmaterial im Lichte der Harzer Regionalmetamorphose. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 358—562. Stuttgart 1903.

Ippen J. A.: Über den Allochetit vom Monzoni. — Verh. d. geol. Reichsanst. Nr. 7 und 8, Wien 1903.

Derselbe: Über dioritporphyritische Gesteine vom Monzoni. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 383—389, Stuttgart 1903.

Derselbe: Über einen Alkalisyenit von Malga Gardone (Predazzo). — Zentralbl. f. Min. etc. Bd. II, pag. 11—19, Stuttgart 1903.

Kolderup C. F.: Die Labradorfelse und verwandte Eruptivgesteine im Bergensgebiete. — Sonderabdruck.

Kemp J. K.: Igneous Rocks and Circulating Waters as Factors in Ore Deposition. — Transact. of the Amer. Inst of Mining Engineers, New Haven Meeting, October 1902.

Lawson C. Andrew: Plumasite an Oligoclase-Corundum Rock near Spanish Peak, California. — Univ. of Calif. publ. Bull. of the Dep. of Geol. Vol. III, No. 8, pag. 219—229, Berkeley 1903.

Luedecke O.: Die kataklastischen Massengesteine des Kyffhäusers. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1903, II, pag. 44—68.

Marsden Manson: The Evolution of Climates. — Revired, enlarged and repririted from The American Geologist.

Merriam John C.: New Ichthyosauria from the Upper Triassic of California. — Univ. of the Dep. of Geol. Vol. III, No. 12, pag. 249—263, Berkeley 1903.

Michel-Lévy M.: Contribution à l'étude des magmas chimiques dans les principales séries volcaniques françaises. Application de la nouvelle classification quantitative américaine. — Bull. des serv. de la Carte géol. de la France et des topogr. souterraines. No. 92. Tome XIV, 1902—1903.

Ogilvie Gordon Maria M.: The Geological Structure of Monzoni and Fassa. — Transactions of the Edinburgh Geological Society. Vol. VIII. Special Part 1902—1903.

Osann A.: Beiträge zur chemischen Petrographie. — I. Teil Molekularquotienten zur Berechnung von Gesteinsanalysen. E. Schweizerbart, Stuttgart 1903.

Derselbe: Notes of Certain Archaean Rocks of the Ottowa Valley. Translated from the German by Nevil Norton Evans. — Geol. Surv. of Can. Part O. Annual Rep., Vol. XII.

Petrascheck W.: Über Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. LIII, Heft 1, 1903.

Redlich Karl A.: Die Walchen bei Öblarn. Ein Kiesbergbau im Ennstal. — Berg- u. Hüttenmänn. Jahrb. der k. k. Bergakad. zu Leoben und Přibram. LI. Bd., 1. Heft, 1903.

Reusch Hans und Kolderup Karl Fred.: Fjeldbygningen og bergarterne ved Bergen. — Bergens Museums Aarbog. No. X, 1902.

Ricco Prof. A.: Rilevamento topografico della lava dell'eruzione Etnea del 1892. — Bol. dell'Accad. Giorn. d. Scienz. Nat. in Catania. Fasc. LXXV, 1902.

Digitized by Google

Ricco A. e L. Mendola: Risultati delle osservazioni meteorologiche del 1901 fatte nel R. Osservatorio di Catania. — Dagli Atti dell'Accad. Giorn. di Scienz. Nat. in Catania. Serie 4a, Vol. XV, 1902

Richthofen F. von: Geomorphologische Studien aus Ostasien. Sitzungsber. d. Kgl. preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1903, XL.

Romberg Julius: Geologisch-petrographische Studien in den Gebieten von Predazzo und Monzoni III. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. Phys.-math. Kl. IV, 1903.

Derselbe: Die Familienzugehörigkeit der Pleuronektiten. — Zentralbl. f. Min. etc. No. 1, 1902.

Derselbe: Muschelkalk und Lias am Katzenbuckel. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 651—656, 1902.

Derselbe: Zur Abwehr. — Zentralbl. f. Min. etc. 1903, pag. 497—503.

Salomon Wilhelm: Über die Lagerungsform und das Alter des Adamellotonalites. — Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wiss. phys.-math. Kl. XIV, 1903.

Schaffer F.: Entwaldung und Entwässerung des Ergenebeckens in der europäischen Türkei. — Mitt. d. k. k. geogr. Ges. in Wien, Heft 3—4, 1903.

Derselbe: Geologische Forschungsreisen im südöstlichen Kleinasien. — Mitt. d. k. k. geogr. Ges. in Wien, Heft 1—4, 1903.

Derselbe: Die alten Flußterrassen im Gemeindegebiete der Stadt Wien. — Mitt. der k. k. geogr. Ges. in Wien, Heft 11 und 12, 1902.

Scharizer R.: Über das Werden und Vergehen im Reiche der Steine. — Inaugurationsvortrag. R. Eckhardt, Czernowitz 1903.

Derselbe: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Konstitution und der Paragenese der natürlichen Eisensulfate IV. — Zeitschr. f. Kryst. etc. Bd. XXXVII, Heft 6, Leipzig 1903.

Schmidt C.: Die Erzbergwerke in Wallis. — Zeitschr. f. prakt. Geol., Mai 1903.

Derselbe: Geologische Begutachtung des Ricken-Tunnels. Wattwil-Kaltbrunn (8604 m). A. Benteli, Bern 1903.

Derselbe: Über vulkanische Asche, gefallen in San Cristobal L. C. (Süd-Mexiko) am 25. Oktober 1902. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 131. Stuttgart 1903.

Schuchert Charles: On the Lower Devonic and Ontaric Formations of Maryland. — Proc. of the Unit. Stat. Nat. Mus. Vol. XXVI, pag. 413—424.

Sederholm J. J.: Über die Entstehung des Urgebirges. — Verh. d. Versamml. nord. Nat. u. Ärzte in Helsingfors. 1902.

Sinclar W. J.: A New Tortoise from the Auriferous Gravels of California. — Univ. of Calif. Publ. Bull. of the Dep. of Geol. Vol. III, No. 11, pag. 243—248, Berkeley 1903.

Strobl Joh.: Von der diluvialen Fundstelle auf dem „Hundssteig" in Krems. — Mitt. d. Anthrop. Ges. in Wien. Bd. XXXI, 1901.

Termier M. Pierre: Quatre coupes à travers les Alpes franco-italiennes. — Bull. d. l. Soc. Géol. d. Franc. 4e série, Vol. II, pag. 411, Paris 1902.

Derselbe: Sur les roches granitiques et les terrains cristallophylliens du massif des Beni-Toufont, entre El-Milia et Collo (Algérie). — Compt. rend. Februar 1903.

Digitized by Google

Derselbe: Sur le granite alcalin du Filfila (Algérie). — Compt. rend. Februar 1903.

Tietze E.: Jahresbericht der k. k. geolog. Reichsanstalt für 1902. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. Nr. 1, Wien 1903.

Uhlig V.: Zur Umdeutung der tatrischen Tektonik durch M. Lugeon. — Verh. der k. k. geol. Reichsanst. Nr. 7 und 8, Wien 1903.

Ussing N. V.: La Grande moraine terminale dite baltique en Jutlard. — Bul. de Acad. royal d. scienc. et des lettr. de Danemark. No. 2, 1902.

Derselbe: Om et nyt Findested for marint Diluvium ved Hostrup i Salling. — Museum de Min. et de Géol. de l'Univ. de Copenhague. Commun. paléontolog. No. 3, 1903.

Van Hise C. R.: The Training and Work of a Geologist. — Amer. Geol. Vol. XXX, 1902.

Weed Walter Harvey: Notes on a Section Across the Sierra Madre Occidental of Chihuahua and Sinaloa, Mexico. — Amer. Inst. of Mining Engineers, at the Mexican Meeting. November 1901.

Derselbe: Notes on Certain Mines in the States of Chihuahua, Sinaloa and Sonora, Mexico. — Amer. Inst. of Mining Engineers. November 1901.

Went K.: Über einige melanokrate Gesteine des Monzoni. Sitzungsber. d. Kais. Akad. d. Wiss., math.-naturw. Kl. Bd. CXII. Ab. I. März 1903.

Woodworth J. B.: The Northumberland volcanic Pflug Petrography and Age of the Northumberland Rock by H. P. Cushing. The New York State Geolog. 1901.

Zirkel F.: Über Urausscheidungen in rheinischen Basalten. Abhdl. d. kgl. sächs. Ges. d. Wiss. Math.-phys. Kl. Bd. XXVIII, Nr. 3, 1903.

Zuber Rudolf: Neue Karpathenstudien. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. Bd. LII, Heft 2, 1902.

Alla Memoria del Prof. Antonio d'Achiardi, 18. Jänner 1903. — Succes. frat. nistr. Pisa 1903.

Termier M. Pierre: Notice sur Hippolyte Lachat. — Annal. d. Min. livrais. d. Févr. Paris 1903.

Souza-Brandão V. de: Entgegnung. — Zentralbl. f. Min. etc., pag. 323—331, Stuttgart 1903.

Zittel Karl: Über wissenschaftliche Wahrheit. Festrede. — Verlag d. k. b. Akad. in Kommis. d. G. Franz'schen Verl. (J. Roth), München 1902.

Digitized by Google

IX. Internationaler Geologen-Kongreß. Führer für die Exkursionen in Österreich. Herausg. v. d. Organisationskomitee, redig. von F. Teller. Mit 202 Illustrationen und 28 Tafelbeilagen. Wien 1903.

Inhaltsverzeichnis: Vorwort 4 Seiten und 1 Tafel (Itineraires des excursions). — Exkursionen vor dem Kongresse: I. Exkursionen im älteren Paläozoikum Mittelböhmens. Von Jaroslav J. Jahn. 45 Seiten. 8 Textfiguren, 2 Ansichten nach Photographien. Kurze Übersicht über die montangeologischen Verhältnisse des Přibramer Bergbaues. Von Professor A. Hofmann. 17 Seiten, 1 Textfigur, 2 Tafeln. I*a*. Exkursion in die Kreideformation von Böhmen. Unter Führung von Prof. A. Slavik, Prof. Dr. J. N. Woldřich und Prof. Ph. Počta. 6 Seiten, 1 Übersichtskärtchen. II. Die Mineralquellengebiete von Franzensbad, Marienbad und Karlsbad. Von Aug. Rosiwal. 79 Seiten, 10 Textfiguren, 3 Tafelbeilagen. Geologischer Aufbau des böhmischen Mittelgebirges. Von J. E. Hibsch. 72 Seiten, 1 Profil im Text, 5 Ansichten nach Photographien. Exkursion nach Segengottes bei Brünn. Von Dr. Franz E. Sueß. 9 Seiten, 1 Profil im Text. III*a*. Die geologischen Verhältnisse des Steinkohlenbeckens von Ostrau-Karwin. Unter Mitwirkung von k. k. Bergrat Dr. A. Fillunger beschrieben von Oberingenieur H. Berger und Dr. Franz E. Sueß. 13 Seiten, 1 Tafel. Einige Worte über den geologischen Bau des Gebietes von Krakau. Von Prof. Dr. L. Szajnocha. 10 Seiten, 2 Profilskizzen, 2 Ansichten nach Photographien und 1 Tafel. Geologische Skizze des Salzgebirges von Wieliczka. Von J. Niedzwiedzki. 8 Seiten, 1 Textfigur. III*b*. Die geologischen Verhältnisse der Erdwachs- und Erdöllagerstätten in Boryslaw. Von Oberbergrat Johann Holobek. 10 Seiten, 1 Textfigur, 1 Tafel. Geologische Skizze der Umgebung von Schodnica bei Drohobycz in den Ostkarpathen Galiziens. Von Dr. Josef Grzybowski. 6 Seiten, 1 Textfigur, 1 Tafel. Geologische Skizze der Umgebung von Czortków, Zaleszczyki und Kasperowce in Podolien. Von Prof. Dr. Szajnocha. 9 Seiten, 1 Ansicht nach Photographie und 1 Tafel. Das Pruthtal zwischen Delatyn und Worochta in den ostgalizischen Karpathen. Von Prof. Dr. L. Szajnocha. 8 Seiten, 1 Ansicht nach Photographie und 1 Tafel. Geologische Skizze der Umgebung von Lemberg. Von Schulrat Prof. Maryan Lomnicki. 4 Seiten. III*c*. Pieninische Klippenzone und Tatragebirge. Von V. Uhlig. 76 Seiten, 3 Ansichten nach Photographien, 31 Textfiguren. IV. Salzburg und Umgebung. Von Prof. Eberhard Fugger. 21 Seiten. Exkursion nach Adnet und auf den Schafberg. Von Prof. F. Wähner. 20 Seiten, 2 Ansichten nach Photographien. Salzkammergut (Umgebung von Ischl, Hallstatt und Aussee). Von E. Kittl. 118 Seiten, 8 Textfiguren, 6 Ansichten nach photographischen Aufnahmen, 1 geologische Übersichtskarte. Hierlatz-Exkursion. Von Prof. A. v. Böhm. 10 Seiten, 1 Profil im Text, 3 Ansichten nach photographischen Aufnahmen. V. Exkursion nach Voitsberg. Von Prof. Dr. R. Hoernes. 4 Seiten, 1 Ansicht nach einer photographischen Aufnahme. Exkursion in das Eruptivgebiet von Gleichenberg. Von C. Clar und A. Sigmund. 16 Seiten, 1 Titelbild, 1 Textfigur, 1 geologische Karte. Exkursion nach Oisnitz. Von Prof. Dr. R. Hoernes und Primar. Dr. A.

Digitized by Google

Holler. 3 Seiten. Die untermiozänen Süßwasserablagerungen von Reun. Von Prof. Dr. K. A. Penecke. 3 Seiten. Exkursionen in das Paläozoikum der Umgebung von Graz. Von Prof. Dr. K. A. Penecke. 9 Seiten. Wanderblöcke in Mittelsteiermark. Von Vinzenz Hilber. 10 Seiten, 2 Tafeln. Das Miozänbecken bei Leoben. Von Prof. H. Höfer. 5 Seiten, 1 Profil im Text. Der steirische Erzberg. Von M. Vacek. 27 Seiten, 1 Textfigur, 1 Ansicht nach einer photographischen Aufnahme. Das Peridotitgebiet von Kraubat. Von Dr. K. A. Redlich. 6 Seiten. — Exkursionen während des Kongresses: Exkursion in die Ziegeleien der Wienerberger Ziegelfabriks- und Baugesellschaft bei Inzersdorf am Wiener Berg. (Nachmittagsausflug.) Von Theodor Fuchs. 4 Seiten. Exkursion nach Heiligenstadt, Nußdorf und auf den Kahlenberg. Von Dr. O. Abel. 6 Seiten. Exkursion in die Umgebung von Atzgersdorf, Baden und Vöslau. (Tagesausflug.) Von Theodor Fuchs. 9 Seiten. Exkursion nach Eggenburg. (Tagesausflug.) Von Theodor Fuchs. 13 Seiten. Exkursion nach Pausram-Auerschitz. (Karpathisches Alttertiär.) Von Prof. A. Rzehak. 6 Seiten. Exkursion in das Kamptal. (Kristallinische Schiefer des niederösterr. Waldviertels.) Von Prof. F. Becke. 5 Seiten. Führer für die Exkursion auf den Semmering. Von F. Toula. 50 Seiten, 13 Textfiguren, 1 geologische Übersichtskarte. Exkursion auf den Wiener Schneeberg. Von G. Geyer. 7 Seiten. Exkursion in das Durchbruchtal der Wachau und die Lößlandschaft von Krems. Unter Führung von A. Penck. 1 Ansicht nach Photographie, 8 Textfiguren und 2 Tafeln. — Exkursionen nach dem Kongresse. VI. Exkursion in die Dolomiten von Südtirol. (Seiser Alpe, Schlern, Ampezzaner Dolomiten.) Von Dr. C. Diener. 30 Seiten, 5 Textfiguren, davon 2 Autotypien nach photographischen Aufnahmen, 1 geologische Karte. VII. Exkursion durch die Etschbucht. (Mendola, Trient, Rovereto, Riva.) Von M. Vacek. 49 Seiten, 2 Ansichten nach photographischen Aufnahmen, 1 Profiltafel. VIII. Exkursion durch das Westende der Hohen Tauern. (Zillertal.) Von F. Becke. 41 Seiten, 7 Profile im Text, 3 Ansichten nach photographischen Aufnahmen und 1 geologische Übersichtskarte. (Diese Karte ist den Beiträgen VIII und IX gemeinsam.) IX. Exkursion quer durch den mittleren Abschnitt der Hohen Tauern. Von Prof. Dr. Ferdinand Löwl. 27 Seiten, 7 Profile im Text, 3 Ansichten nach Photographien und dem Anteile an der mit VIII gemeinsamen geologischen Übersichtskarte. X. Exkursion nach Predazzo. Von C. Doelter. 42 Seiten, 9 Textfiguren und 5 Ansichten nach Photographien. XI. Exkursion in die Karnischen Alpen. Von Georg Geyer. 51 Seiten, 5 Profile im Text, 5 Ansichten nach Photographien. Umgebung von Raibl (Kärnten). Von Dr. Kossmat. 12 Seiten, 3 Figuren im Text. Exkursion in das Feistritztal bei Neumarktl in Oberkrain. Von F. Teller. 28 Seiten, 3 Figuren im Text. XII. Glazialexkursion in die Ostalpen. Von A. Penck und E. Richter. 18 Textillustrationen und 2 Karten. Exkursion durch Bosnien und die Hercegovina. Geführt vom bosnisch-hercegovinischen Landesgeologen Dr. Friedrich Katzer. 12 Seiten. (Für diese Exkursion wird dank dem Entgegenkommen der bosnisch-hercegovinischen Landesregierung ein besonderer „Führer“ aus-

Digitized by Google

gegeben werden können.) XIII. Exkursionen in Süd-Dalmatien. Von Gejza v. Bukowski. 24 Seiten, 3 Profiltafeln. Exkursionen in Nord-Dalmatien. Von Dr. F. v. Kerner. 19 Seiten. 9 Textfiguren.

Friedrich Katzer: Geologischer Führer durch Bosnien und die Hercegowina. — Herausg. anläßlich des IX. Internat. Geologen-Kongresses von der Landesregierung in Sarajevo. Mit 8 Kartenbeilagen und zahlreichen Abbildungen im Text. Sarajevo 1903.

Johannes Lemberg † von F. Loewinson-Lessing. Zentralbl. f. Min. 1903, pag. 241—247.

Digitized by Google

Register.

(A) = Analyse, (R) = Referat, (V) = Vortrag.

	Seite
Ägirin aus Forellenstein	126
Altenberg in Steiermark, Turmalin	504
Albit v. Schlaggenwald	485
Alexandrit	500
Alkaligehalt der Andes- und Mittelgebirgsgesteine	223
Aluminiumgehalt der	217
Amethyst, Eggenburg	381
Amphibol-Schmelzpunkt (Amphibol s. auch Hornblende)	311
Amphibolite und Eklogite	437
Amphibolit, Sölden	553
— Burgstein	557
— Umhausen	560
Anachorische Schutzrinden	48
Analyse, Amphibolit	570
— Beauxit, oolithartig	37
— Contactgestein, Vesuvian	67
— Eisenerzkonkretion, pisolithartig	33
— Eklogit, Burgstein	466
— Eklogit, Sulztal	466
— Eklogit-Amphibolite	519, 526
— Forellenstein	146
— Granat, Ötztal	459
— Granat, Radautal	65
— Granat von Umhausen	563
— Hornblende von Umhausen	562
— Kelyphitamphibolite	543
— Laterit-alluvial	28
Analyse, Laterit-eluvial	19, 24
— Oligoklas-Tvedestrand	169
— Omphazit	446
— Prehnit	63
— Pyknochlorit	71
— Pyrophyllit	99
— Schweizerit	582
— Theralith	281
— -Tabellen von Diorit und Gabbro	427
Anatas-Kuttenberg	79
— Prägratten	472
Andes, amerikanisches Eruptivgebiet	209
Angola, Gesteine	357
Apatit, Radautal	68
Apatit in Kelyphitamphiboliten	542
Artinit	383
Astrakanit-Simonyit	103
Atlantische Sippe der Eruptivgesteine	209
Augit aus Theralith	268
Augit, Mangan-, Schmelzpunkt	311
Augite, Natron-, Schmelzpunkt	310
Augite, Thonerde-, Schmelzpunkt	309
Augitsyenit	289
Avio-See, Typus	406
Bagley Creek, Typus	423
Bakersville-Oligoklas	174

Digitized by Google

Seite

Baltimore, Typus 422
Bamle-Oligoklasalbit 160
Bauer Franz: Petrographische Untersuchung des Duppauer Theralithvorkommens 266
Baumhauerit 382
Beauxit, oolithartig 34
— (A) 37
Becke F.: Die Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes. Atlantische und pazifische Sippe der Eruptivgesteine 209
— Vortrag: Zusammenhang zwischen Zwillingsbildung und Krystallwachstum 195
— Vortrag über Dispersion der Doppelbrechung 378
— Vortrag über die chemische Zusammensetzung der Gleichenberger Eruptivgesteine 386
Beraun, Zwei krystallisierte Hüttenprodukte 497
Berg G.: Gesteine von Angola, Saõ Thomé und St. Helena 357
Berwerth F.: Vortrag über die Verteilung der Meteoriten 190
Beryll, Zöptau 78
Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform 393
Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chem. Zusammensetzung der Mineralien 297
Biotit in Eklogiten 464
— in Kelyphitamphibolit 542
Böhmisches Mittelgebirge, Eruptivgebiet 209
— Zeolithe 373
Brixen, Typus 406
Broken Hill, Spessartin 194
Brookit, Kuttenberg 79
Brush Creek, Typus 409

Seite

Burgstein-Amphibolite 557
Butte, Typus 409
Butterhübel, Epidot 589

Campo Major, Typus 414
Chabasit-Predazzo 502
Chemische Klassifikation der Eruptivgesteine (IV) 322
Chemische Zusammensetzung der Gleichenberger Eruptivgesteine . . 386
Chemische Zusammensetzung mit Beziehung auf die Krystallform . . 393
Chemische Zusammensetzung und Schmelzpunkt 297
Chemismus der Amphibolite (A) 519, 525 543, 569
Chemismus der Eklogite 465
Chloritart, neue 62
Comptonit, böhmisches Mittelgebirge 375
Contactgestein, Radautal 66
— (A) Vesuvian (?) 67
Coolgardie (Australien) 503
Coolgardit 383
Cordierit, Radautal 67
Cornu F.: Vortrag über Zeolithvorkommen des böhmischen Mittelgebirges 373
Côte St. Pierre, Typus 419
Cross Whitman: Quantitative Classification of Igneous Rocks (R) . . 206
Crystall Falls, Typus 417

Definition von Diorit und Gabbro . . 403
Desmin von Schlaggenwald 485
Diallag-Schmelzpunkt 310
Differentiation 238
Diopsid, Moravicza 363
Diorite 412

Digitized by Google

	Seite
Diorite, Familie der	406
— und Gabbro-Definition	403
Dispersion der Doppelbrechung (V)	377
Disthen in Eklogiten	463
Doelter C.: Beziehungen zwischen Schmelzpunkt und chemischer Zusammensetzung der Mineralien	297
Dognacska, Typus	410
Dolomit, Pseudomorphose	581
Doppelbrechung, Bestimmung der Dispersion	377
Dreiecks-Projektion	212
Du Bois G. C.: Beitrag zur Kenntnis der surinamischen Laterit- und Schutzrindenbildungen	1
Dürnstein, Exkursion	492
Duppauer Theralithvorkommen	266
Dypvik, Typus	407
Eggenburg, Amethyst	381
Einschlüsse im Quarz	197
Eisenerzkonkretionen, pisolithartig	31
— (A)	33
Eklogite, Chemismus (A)	465
— Entstehung	467
— -Amphibolite, Typus I	506
— Typus II	521
— und Amphibolite	437
Elaeolithsyenit	287
Electric Peak, Typus	407
Elisabethtown I, Typus	414
— II, Typus	420
Emigrant Gap, Typus	410
Eozoon (V)	85
Epachorische Schutzrinden	48
Epidot in Amphiboliten	518
— Butterhübel	589
— in Eklogiten	465
— und Zoisit in Kelyphitamphiboliten	542
— Pfarrerbgut	585
Epidot, Zöptau	584
Eruptivgebiete des böhmischen Mittelgebirges und der amerikanischen Andes	209
Eruptivgesteine, chemische Klassifikation. IV.	322
Erze in Eklogiten	463
— in Kelyphitamphiboliten	543
Eulenberg, Stilbit	374
Exkursion nach Graz	494
— nach Krems und Dürnstein	492
F, Wert von	322
Fassait, Schmelzpunkt	310
Feldspate, Kalk-Natron, Schmelzpunkt	314
— opt. Orientierung	159
— Schmelzpunkt	313
Fluorit, Litic	79
Focke Friedrich Dr.: Über den als Desmin angesehenen Albit von Schlaggenwald (V)	485
Forellenstein, Gloggnitz	109
— (A)	146
Fromme Johannes: Minerale aus dem Radautale, u. a. Pyknochlorit, eine neue Chloritart	62
Gabbro-Familie	418
— und Diorit, Definition	403
Gabbrostruktur bei Amphiboliten	548
Gasteintal, Minerale	490
Georgetown, Typus	411
Gismondin, Salesl a. E.	374
Gleichenberger Eruptivgesteine, chemische Zusammensetzung	386
Glimmer in Amphiboliten	518
— Schmelzpunkt	305
Gloggnitz, Forellenstein	109

Digitized by Google

Seite

Gössl Josef: Pseudomorphose von Quarz nach Kalkspat oder Dolomit (A) . 581
Goldseifen, lateritische 38
Granat in Eklogiten (A) 457
— in Eklogit-Amphiboliten . . 512, 524
— in Kelyphitamphiboliten 536
— Radautal (A) 64
— Schmelzpunkt 304
— (A) Umhausen 563
— Umwandlungsprodukte 539
Granodioritreihe 407
Graz, Exkursion 494
Gröba, Typus 418
Großpriesen, Zeophyllit 86

Haas H.: Katechismus der Versteinerungskunde (R) 95
— Katechismus der Geologie (R) . . 95
Hallstadt, Simonyit 103
Hauenstein, Comptonit 376
Hauyn, Schmelzpunkt 307
Hezner L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Ötztales 437, 505
Hlawatsch Karl: 1. Zwei krystallisierte Hüttenprodukte von Beraun . . . 497
— 2. Eine merkwürdige Hornblende aus dem Gabbrodiorit von Jablanica 499
— 3. Absorptionsspektrum b und c des Alexandrit 500
— 4. Titanit von Moos im Passeier . 501
— 5. Ein Chabasitvorkommen von Predazzo 502
Hornblende in Eklogiten 460
— in Eklogit-Amphiboliten 508
— aus Forellenstein 119
— aus Gabbrodiorit 499
— in Kelyphitamphiboliten 534

Seite

Hornblenden, Natron, Schmelzpunkt . 313
— Tonerde, Schmelzpunkt 312
— (A) Umhausen 562

Jablanica, Hornblende 499
Jaeger T. M.: Über die Identität des Hallstädter Simonyits mit dem Astrakanit 103
Jarosit von Laurion 86
Jddings Joseph P.: Quantitative Classification of Igneous Rocks (R) . 206
Jedowin, Natrolith 377
Joachimstal, Uranothallit 382

Kalgoorlit 383
Kaliglimmer, Schmelzpunkt 307
Kalkspat, Pseudomorphose 581
Karlsbader Therme 80
Keewenaw, Typus 421
Kelyphit in Amphiboliten 536
— -Amphibolite (A) 532
— -Amphibolit, Mont Blanc-Gebiet . 544
— Schwarzwald 546
Kentallen, Typus 420
Keyserling Hermann Graf: Der Gloggnitzer Forellenstein, ein feinkörniger Ortho-Riebeckitgneis . . . 109
Klassifikation, chemische, der Eruptivgesteine. IV. 322
Klausen I, Typus 406
— II, Typus 410
Klepsch E. von: Eozoon (V) 85
Köchlin R.: Vortrag über Zirkon . . 368
— Vortrag über neue Minerale . . . 382
Kontakt siehe Contact.
Korund, Tirol 77
Krems, Exkursion 492
Krystallform und chemische Zusammensetzung 393

Digitized by Google

Seite

Krystalline Schiefer 350
Krystalloblastische Reihe der Mineralien der gewöhnlichen Amphibolite 567
— Eklogitkomponenten 465
— Mineralien des Typus I der Eklogit-Amphibolite 519
— Typus II 525
Krystallwachstum und Zwillingsbildung 195
Kuttenberg, Anatas Brookit 79

La Plata, Typus 412
Laterit- und Schutzrindenbildung, surinamisch 1
— alluvial 25
— (A) 28
— eluvial 18
— (A) 19, 24
Laumontit, Radautal 69
Laurion, Jarosit 86
Leucit, Schmelzpunkt 307
Lichtenberg, Typus 419
Limestone, Typus 416
Lincoln, Typus 408
Literatur 89, 203, 389, 591
Lithionglimmer, Schmelzpunkt . . . 305
Litic, Fluorit 79
Liveingit 382

Magnesiaglimmer, Schmelzpunkt . . 306
Magnetit in Eklogiten 463
Melion, Neuer Fundort von Beryll bei Zöptau-Petersdorf 78
Meteoriten und ihre Verteilung . . . 190
Meteoritensammlung, Hofmuseum . . 190
Mies, Wad 79
Mikroskop, Polarisatoreinrichtung . . 76
Milleschau, Phillipsit 375

Seite

Minerale des Gasteintales 490
Mitteilungen der Wiener Mineralogischen Gesellschaft 79, 189, 368, 485
Molkenhaus, Typus 421
Molybdänglanz, Radautal 69
Mont Blanc-Gebiet, Kelyphitamphibolite 544
Montrose, Typus 418
Moos im Passeier-Titanit 501
Moravicza, Diopsid 363
Morozewicz J.: Über zwei neue dem Pyrophyllit analoge Mineralverbindungen 97
Mt. Ascutney I, Typus 412
— II, Typus 412

Natrolith, böhmisches Mittelgebirge . 376
Nephelin, Schmelzpunkt 307
Neuwirth Vinzenz: Über einige interessante Epidotkrystalle von Zöptau 584
Notizen 75, 497, 581

Ötztal, Amphibolite und Eklogite . . 437
Oligoklas, optische Orientierung . . 159
— (A) 169
— Bakersville 174
— Tvedestrand 167
Oligoklas-Albit Bamle 160
Olivingruppe, Schmelzpunkt 303
Omphazit aus Eklogit (A) 445
Optische Orientierung von Oligoklasen 159
Orange Grove, Typus 423
Ortho-Riebeckitgneis 109
Osann A.: Über die Definition von Diorit und Gabbro 403
— Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. IV. . 322
Osannsches Dreieck 214

Digitized by Google

Seite
Pacifische Sippe der, Eruptivgesteine 209
Pavone, Typus 424
Petersdorf-Zöptau, Beryll 78
Pfarrerbgut, Epidot 585
Pharkowsky Ouwal, Typus 424
Phillipsit, böhmisches Mittelgebirge . 375
Phönix reservoir, Typus 423
Pirsson Louis V.: Quantitative Classification of Igneous Rocks (R) 206
Plagioklas in Amphiboliten 517
— in Eklogiten 464
— in Kelyphit-Amphiboliten 541
Pohl Oskar: Über Turnerit und Anatas von Prägratten in Tirol 472
Polarisatoreinrichtung, Verbesserung . 76
Porters bridge, Typus 411
Prägratten, Turnerit und Anatas . . 472
Predazzo, Chabasit 502
Prehnit, Radautal 62
— (A) 63
Pseudomorphose von Quarz nach Kalkspat oder Dolomit 581
Pyknochlorit, Radautal 62, 69
— (A) 71
Pyrophyllit, dem, analoge Mineralverbindungen 97
— (A) 99
Pyroxene in Amphiboliten 510
Pyroxen aus Forellenstein 126
— in Kelyphit-Amphiboliten 541
— monokline, Schmelzpunkt 308
— rhombische, Schmelzpunkt . . 307
— s. a. Ägirin, Augit, Diopsid und Omphazit.
Pyroxenamphibolite 529

Quarz in Amphiboliten 517
Quarzdiorite 406
Quarz mit Einschlüssen 197
Quarz in Eklogiten 465
— in Kelyphitamphibolit 542
— Pseudomorphose 581

Radautal, Minerale aus 62
— Typus 417
Red Mt., Typus 413
Redlich Karl: Turmalin in Erzlagerstätten 502
Reichen b. Bensen, Comptonit . . . 375
Rekefjord, Typus 416
Reschitza, Dolomit, Kalkspat, Quarz, Schweizerit (A) 581
Rickardit 383
Richmond, Typus 416
Riebeckit aus Forellenstein 119
Riebeckitgneis 109
Robinson, Typus 412
Rübendörfl, Comptonit 375
Rutil und Erze in Amphiboliten . . 518
— in Kelyphit-Amphiboliten 542
— in Eklogiten 461

Salesl, Phillipsit 375
Salesl a. E. Gismondin 374
Sauk Center, Typus 414
Saõ Thomé, Gesteine 357
Sauer A.: Ausgewählte Werke des Grafen Kaspar von Sternberg. Briefwechsel zwischen Goethe und Kaspar Graf von Sternberg (R.) 96
Schellgaden im Lungau, Turmalin . . 503
Schlaggenwald, Albit 485
— Desmin 485
— Uraninit 86
Schmelzpunkt und chemische Zusammensetzung 297

Digitized by Google

Seite
Schmelzpunkt, Zusammenstellung . . 303
Schutzrindenbildung 41
Schwarzenberg, Typus 415
Schwarzwald, Kelyphit-Amphibolit . 546
Schweizerit, Reschitza (A) 581
Seligmannit 382
Sigmund A.: Vortrag über das Eruptivgebiet Gleichenberg 386
Silicium- und Aluminiumgehalt der Andes- und Mittelgebirgsgesteine 217
Silver Lake, Typus 407
— Wreath, Typus 408
Simonyit-Astrakanit 103
Sölden, Amphibolit 553
Spessartin, Broken Hill 194
Spinellide, Schmelzpunkt 316
St. Helena, Gesteine 357
Stilbit, Eulenburg 374
Stone Run, Typus 422
Stony Mt., Typus 417
Sulitelma, Typus 420

Tabellen von Analysen von Diorit und Gabbro 427
Tertsch Hermann: Optische Orientierung von Feldspaten der Oligoklasgruppe 159
Theralith, Duppau 266
— (A) 281
Tirol, Korund 77
Titanit in Kelyphitamphiboliten . . 542
Titanit von Moos im Passeier . . . 501
Tonalitreihe 406
Tschermak G.: Eine Beziehung zwischen chemischer Zusammensetzung und Krystallform 393
— Die Salze der Karlsbader Thermen (V.) 80
— Krystallographische Freibeuter . . 74
Turmalin, Altenberg in Steiermark . 504
— Coolgardie (Australien) 503
— in Erzlagerstätten 502
— Radautal 68
— Schellgaden in Lungau 503
Turnerit von Prägratten 472
Tvedestrand, Oligoklas 167

Umhausen, Amphibolit 560
Umwandlungsprodukte des Granats . 539
Uralitisierung und Beziehungen von Hornblende und Pyroxen in Pyroxenamphiboliten 529
Uraninit, Schlaggenwald 86
Uranothallit, Joachimstal 382

Val Moja, Typus 406
Vaskö, Diopsid 363

Wad, Mies 79
Wähner Fr.: Das Sonnwendgebirge im Unterinntal (R) 95
Wannov, Phillipsit 375
Washington Henry L.: Quantitative Classification of Igneous Rocks (R) 206
Weinschenk E.: Korund aus Tirol . . 77
— Über einen eigenartig ausgebildeten Diopsid von Moravicza (Vaskö) in Ungarn 363
— Über eine Verbesserung an der Polarisationseinrichtung von Mikroskopen 76
Wellemin, Comptonit 375

Digitized by Google

	Seite
Whiteface, Typus	419
Wiener mineralogische Gesellschaft	79, 189, 368, 485
Zeolithe des böhmischen Mittelgebirges	373
Zeophyllit, Großpriesen	86
Zirkon (V)	368
Zirkowitz, Phillipsit	375
Zöptau, Epidot	584
— Petersdorf, Beryll	78
Zoisit in Amphiboliten	517
— in Kelyphitamphiboliten	542
— Epidot in Eklogiten	465
Zusammensetzung, chemische und Krystallform	393
Zwillingsbildung und Krystallwachstum	195

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF CALIFORNIA

Druck von Gottlieb Gistel & Cie., Wien, III., Münzgasse 6.

Digitized by Google

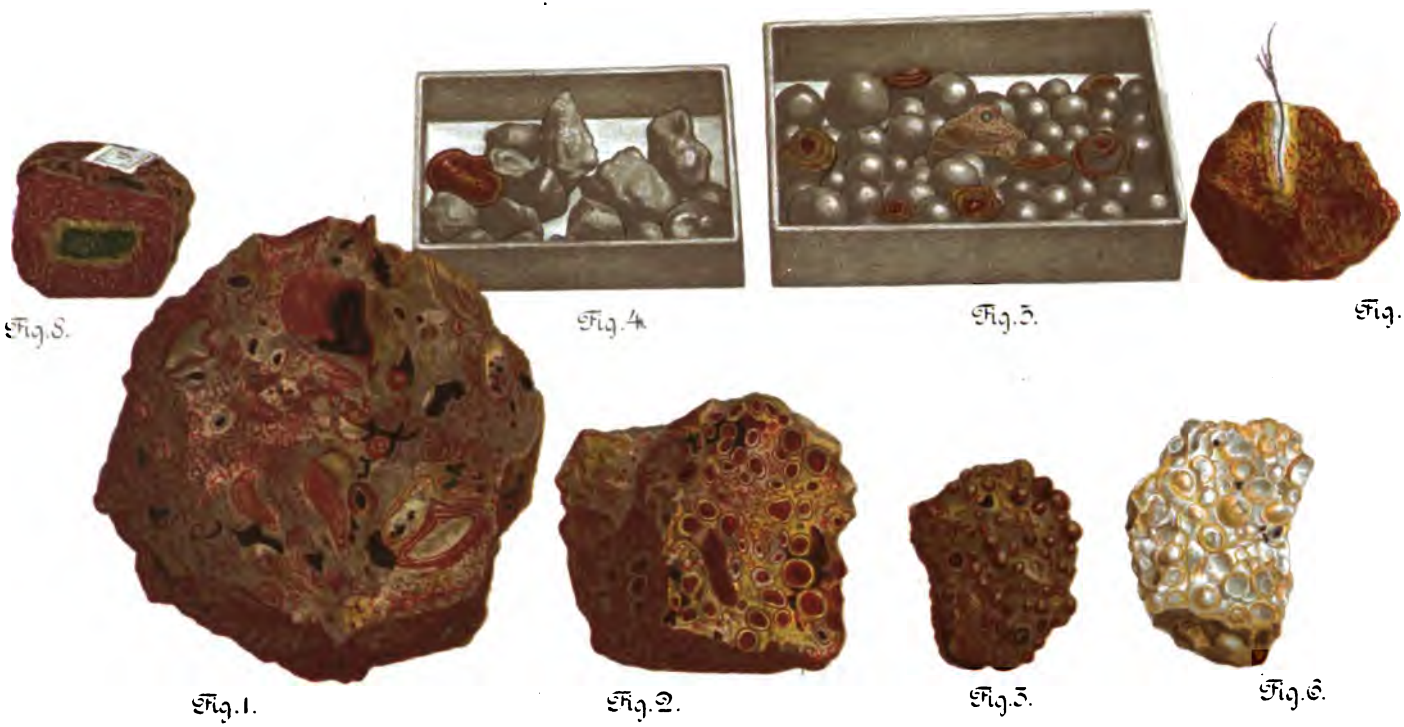


Fig. 8.

Fig. 4.

Fig. 5.

Fig. 7.

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 6.

Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mittheilungen Bd. XVII, Heft 1.

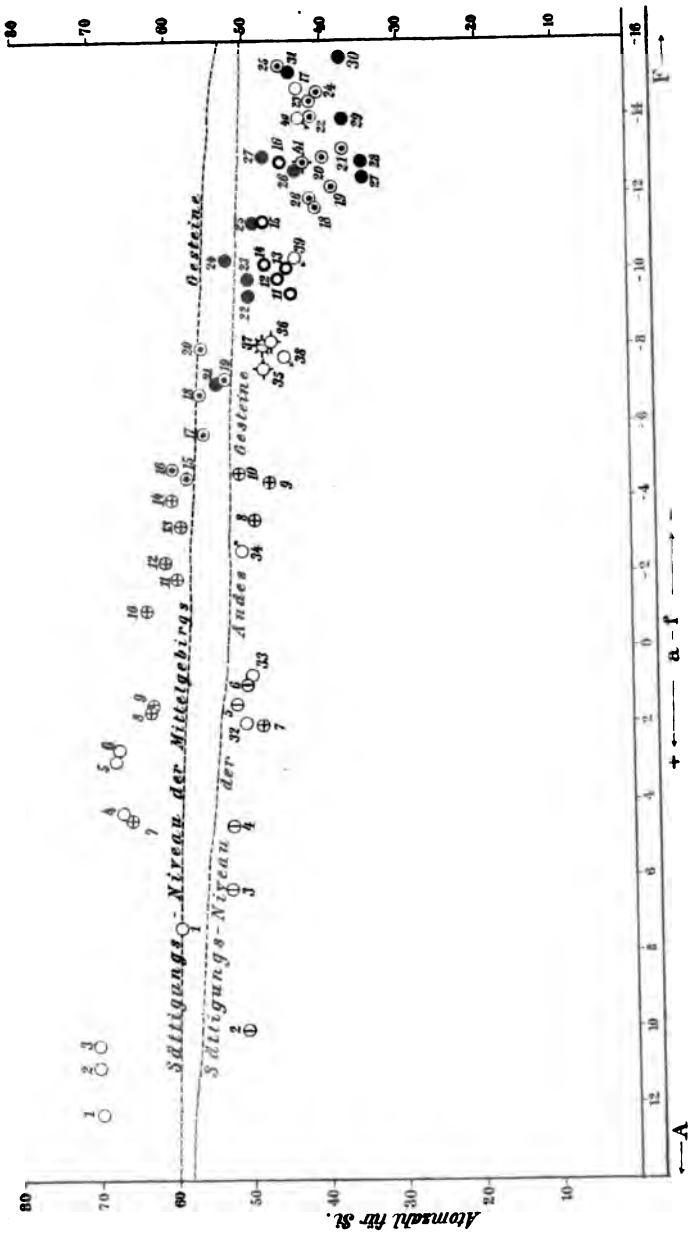
Verlag v. Alfred Hölder, k. u. k. Hof u. Universitäts-Buchhändler in Wien.
1902.

Lith. Kunstanstalt v. Friedr. Sperl, Wien III/1.

Digitized by Google

LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF

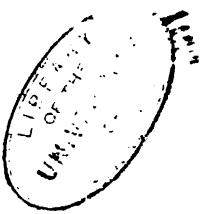
Digitized by Google



Lith. Anst. v. Th. Bannwarth, Wien.

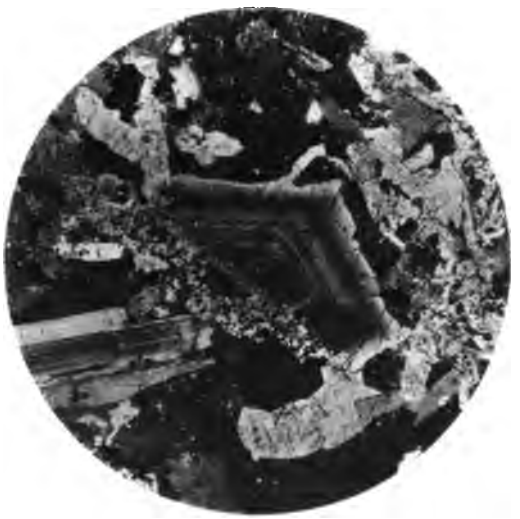
Wien.

Digitized by Google

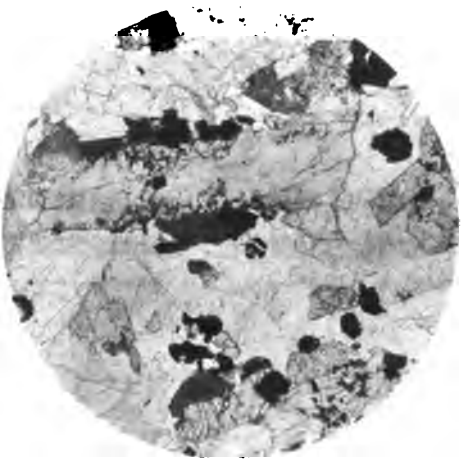

LIBRARY OF THE UNIVERSITY OF ILLINOIS

Digitized by Google

1

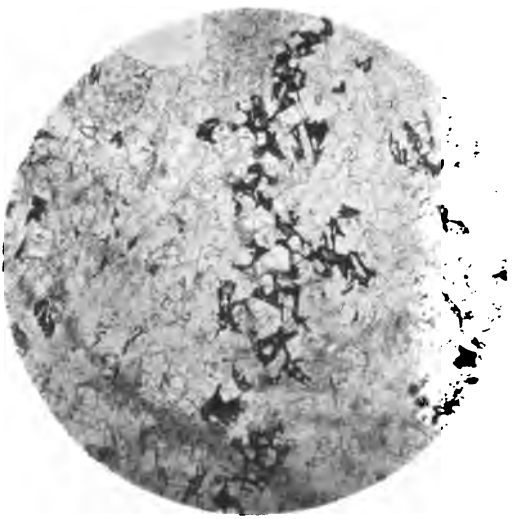


2



3

4



Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Tschermaks mineralog. u. petrograph. Mitteilungen, Band XXII, Heft 3, 4.

Digitized by Google

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Digitized by Google

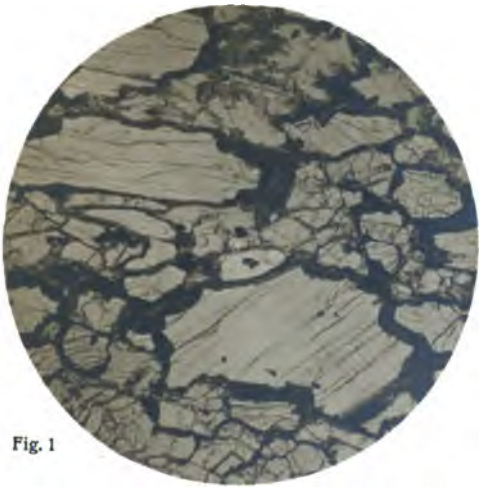


Fig. 1

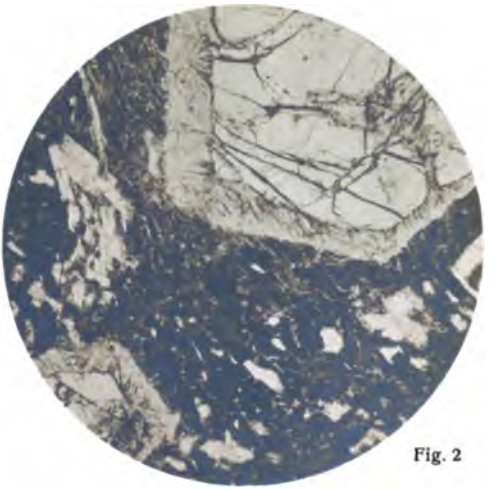


Fig. 2

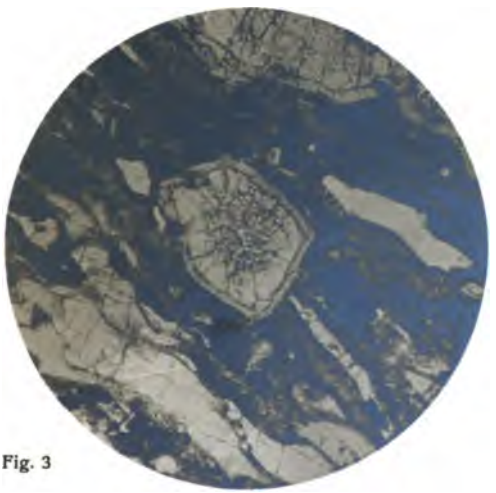


Fig. 3

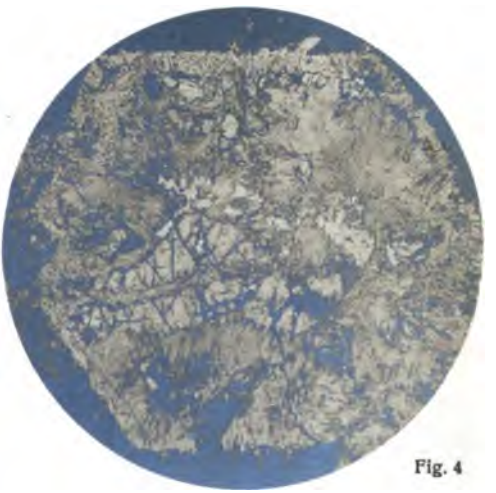


Fig. 4

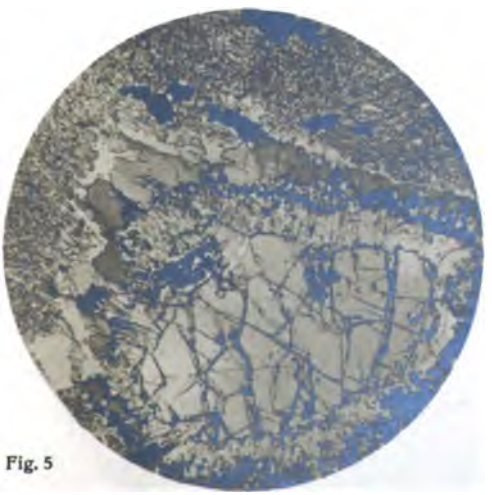


Fig. 5

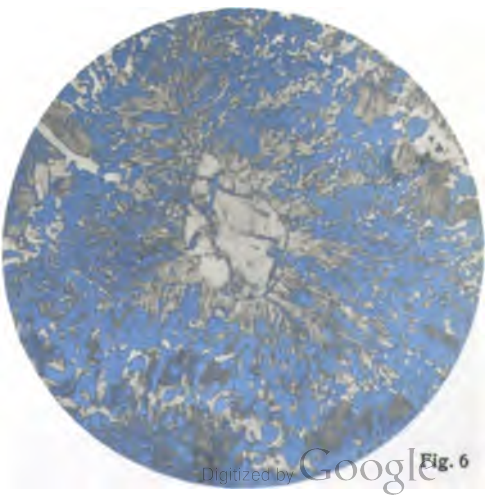


Fig. 6

Digitized by Google

LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF

Digitized by Google

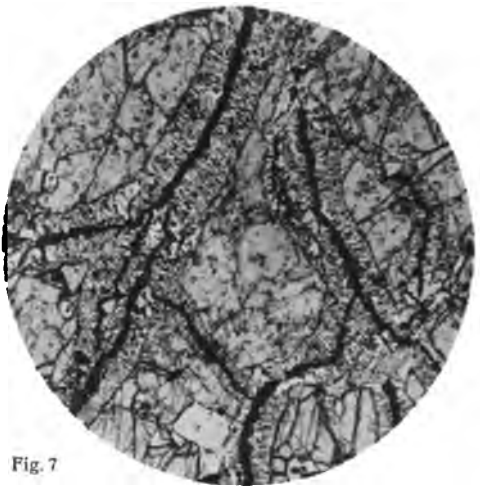


Fig. 7

Fig. 8

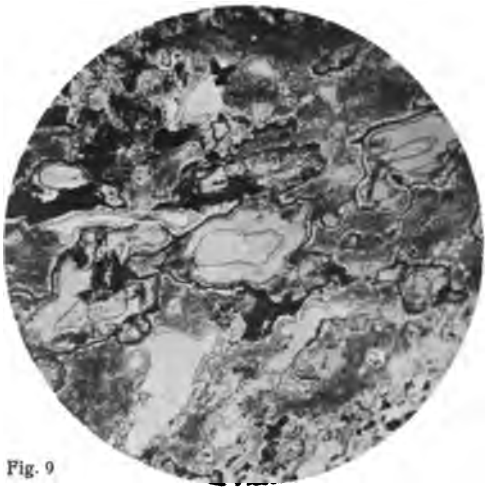


Fig. 9

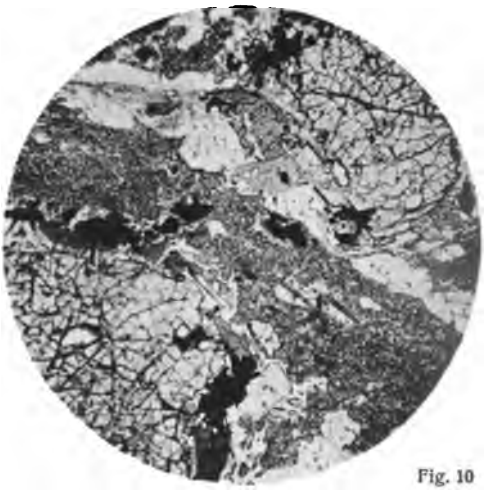


Fig. 10

Fig. 11

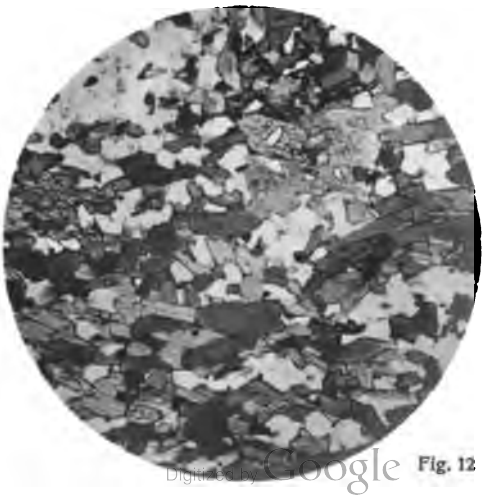
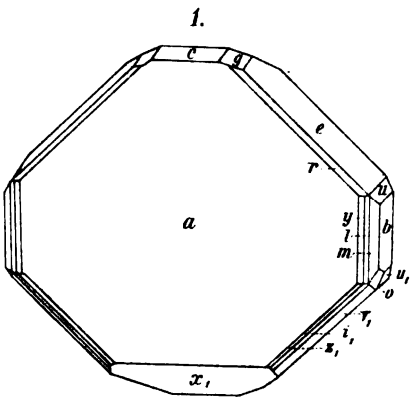


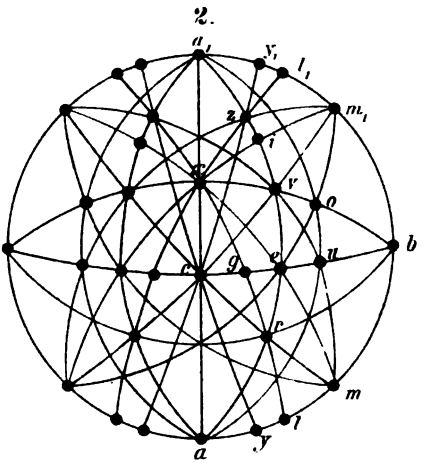
Fig. 12

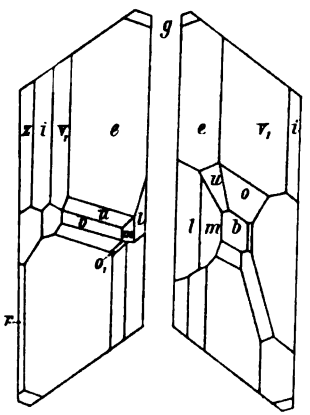
Digitized by Google

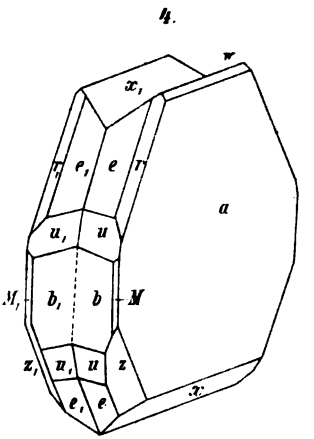
LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF
CALIFORNIA

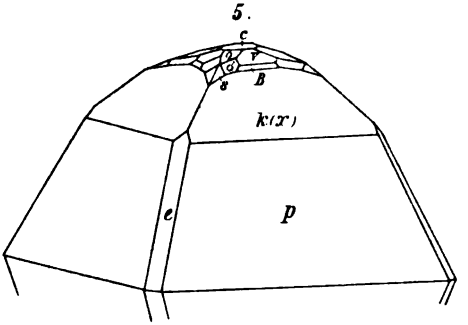
Digitized by Google

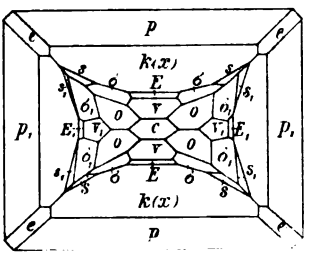












Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mitteilungen. Bd. XXII. Heft 5/6. 1903.

Verlag v. Alfred Hölder, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien.

Digitized by Google

LIBRARY
OF THE
UNIVERSITY
OF
CALIFORNIA

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

14 DAY USE
RETURN TO DESK FROM WHICH BORROWED
EARTH SCIENCES LIBRARY

This book is due on the last date stamped below, or on the date to which renewed.
Renewed books are subject to immediate recall.

OCT 14 1965
MAY 2 1966
MAY 23 1979

LD 21-50m-4,'63
(D6471s10)476

General Library
University of California
Berkeley